

मौसम विज्ञान

मौसम विज्ञान

(Mausam Vigyan)

लेखक
रमेशचन्द्र बनर्जी
वयासकर उपाध्याय



राजस्थान हिन्दी ग्रन्थ अकादमी
जयपुर

प्रथम संस्करण 1973
द्वितीय संस्करण 1986
तृतीय संस्करण 1991

मूल्य 51 00 रुपये

प्रकाशक

राजस्थान हिन्दी ग्रन्थ अकादमी
ए-26/2, विद्यालय मार्ग, तिलक नगर
जयपुर-302 004

मुद्रक

भूलेलाल प्रिन्टर्स
जयपुर

मानव ससाधन विकास मंत्रालय, भारत
सरकार की विश्वविद्यालय स्तरीय ग्रंथ
निर्माण योजना के अंतर्गत, राजस्थान हिन्दी
ग्रंथ अकादमी जयपुर द्वारा प्रकाशित।

प्रकाशकीय-भूमिका

राजस्थान हिंदी ग्रंथ अकादमी अपनी स्थापना के 21 वष पूरे करके 15 जुलाई, 1990 को 22वें वष में प्रवेश कर चुकी है। इस अवधि में विश्व साहित्य के विभिन्न विषयों के उत्कृष्ट ग्रंथों के हिंदी अनुवाद तथा विश्वविद्यालय के शैक्षणिक स्तर के मौलिक ग्रंथों को हिंदी में प्रकाशित कर अकादमी ने हिंदी जगत् के शिक्षकों, छात्रों एवं ग्रंथ पाठकों की सेवा करने का महत्त्वपूर्ण कार्य किया है और इस प्रकार विश्वविद्यालय स्तर पर हिंदी में शिक्षण के माग को सुगम बनाया है।

अकादमी की नीति हिंदी में ऐसे ग्रंथों का प्रकाशन करने की रही है जो विश्व-विद्यालय के स्नातक और स्नातकोत्तर पाठ्यक्रमों के अनुकूल हों। विश्वविद्यालय स्तर के ऐसे उत्कृष्ट मानक ग्रंथ जो उपयोगी होते हुए भी पुस्तक प्रकाशन की व्यावसायिकता की दौड़ में अपना समूचित स्थान नहीं पा सकते हों, और ऐसे ग्रंथ भी जो अंग्रेजी की प्रतियोगिता के सामने टिक नहीं पाते हों, अकादमी प्रकाशित करती है। इस प्रकार अकादमी ज्ञान विज्ञान के हर विषय में उन दुर्लभ मानक ग्रंथों को प्रकाशित करती रही है और करेगी जिनको पा कर हिंदी के पाठक लाभान्वित ही नहीं गौरवान्वित भी हो सकें। हमें यह कहते हुए हृष होता है कि अकादमी ने 350 से भी अधिक ऐसे दुर्लभ और महत्त्वपूर्ण ग्रंथों का प्रकाशन किया है जिनमें से एकाधिक केन्द्र, राज्यों के बोर्डों एवं ग्रंथ सस्थायों द्वारा पुरस्कृत किए गये हैं तथा अनेक विभिन्न विश्वविद्यालयों द्वारा अनुशसित।

राजस्थान हिंदी ग्रंथ अकादमी को अपने स्थापना काल से ही भारत सरकार के शिक्षा मंत्रालय से प्रेरणा और सहयोग प्राप्त होता रहा है तथा राजस्थान सरकार ने इसके पल्लवन में महत्त्वपूर्ण भूमिका निभाई है, अतः अकादमी अपने लक्ष्यों की प्राप्ति में दोनों सरकारों की भूमिका के प्रति कृतज्ञता व्यक्त करती है।

हमें 'मौसम विज्ञान' पुस्तक का तृतीय संस्करण प्रकाशित करते हुए प्रसन्नता है। पुस्तक हिंदी में बहुत समय से अनुभव किये जा रहे अभाव की पूर्ति करती है। इसमें मौसम से सम्बंधित वैज्ञानिक जानकारी साधिकार दी गई है। हम विश्वास है कि पुस्तक विश्वविद्यालयों के छात्रों, अध्यापकों के अतिरिक्त सामान्य पाठकों के लिए भी रुचिकर सिद्ध होगी।

भैरो सिंह शेखावत

मुख्य मंत्री, राजस्थान सरकार एवं
अध्यक्ष, राजस्थान हिंदी ग्रंथ अकादमी
जयपुर

डॉ. राघव प्रकाश

सहायक निदेशक
राजस्थान हिंदी ग्रंथ अकादमी
जयपुर

Foreword

Meteorology as a Science has made rapid strides in India during recent years. In earlier years it was often fashionable to consider this profession as a collection of soothsayers, or eccentrics, who spent a lifetime making wrong prophesies. A series of natural calamities, droughts, floods and tropical cyclones have now changed this outlook. It is indeed encouraging to find evidence of a trend in the other direction, namely, an increasing awareness of the importance of earth sciences.

It is not often realised that a good part of the strain imposed on our economy could be averted, if proper steps were taken in advance against the adverse forces of nature. In this context the economic value of a meteorological forecast is substantial. It has been estimated that the damage caused by a tropical storm hitting the Indian coastline could be as hundred crores of rupees. If we could save even a tenth of this figure by timely warnings, the cost benefit ratio would more than justify the existence of a national meteorological service. There are many examples of this nature where meteorology can, and should make important contributions to the national economy. The management of water resources is another example. How does rainfall affect the water level of a river? Can we predict the next day's rainfall in quantitative terms, so that the engineers know whether to open or not the flood gates? Questions of this nature are becoming increasingly important these days, and they all emphasize the need for a more determined and meaningful study of the earth sciences.

This book, which is in Hindi, introduces us to this fascinating subject and fulfils a long felt need. It covers a fairly extensive range of the subject, with more emphasis on the weather of India. As it is in Hindi, the Indian reader should experience little or no difficulty in

(11)

following it. The authors have undertaken a commendable task in preparing this introductory text. I wish this book success, and I hope it provides an useful introduction to a subject which has much scope for further development.

Sept 1973
New Delhi—

Dr P. K Das
M Sc (Lon) D Phil DIC
Dy Director General of Observatories
(Planning)
India Meteorological Department

तृतीय सस्करण की भूमिका

आज भी मौसम विज्ञान सम्पूर्ण जानकारी के अभाव में अनुशासित विज्ञान का रूप नहीं ले पाया है। कुछ गिने-बुने विश्वविद्यालयों में ही इस नवोदित विषय का अध्ययन-अध्यापन किया जाने लगा है। पुस्तक के द्वितीय सस्करण के प्रकाशन के चार वर्षों बाद ही तीसरे सस्करण की आवश्यकता महसूस की गई। इन वर्षों में मौसम विज्ञान विकास की बड़ी मजिलें पार कर चुका है और नवीनतम विश्लेषण-तकनीकी प्रयुक्त की जा रही है। तृतीय सस्करण में इनको ध्यान में रखते हुये अब और कई सशोधन व परिवर्द्धन किए गए हैं।

—लेखक

प्राक्कथन

(प्रथम संस्करण)

मौसम की घटनायें अनादि काल से ही पृथ्वी तथा उस पर रहने वाले जीवधारियों को प्रभावित करती रही हैं। ये घटनायें वायुमण्डल में उपस्थित जलवाष्प तथा वायुराशियों की गति के कारण उत्पन्न होती हैं। मानव सभ्यता के अर्धकाल में लोग वर्षा, सूखा आदि को दैवी घटनायें समझते थे और अनुभूत मौसम के लिये प्रार्थना तथा अनुष्ठान के आस्था रखते थे। यह दशा एष शताब्दी पूर्ण तक भी संसार के हर क्षेत्र में व्याप्त थी। किंतु अद्य वायुमण्डल के बारे में अनेक वैज्ञानिक तथ्यों की खोज के परिचाय मौसम की घटनाओं की यथार्थ व्याख्या बहुत कुछ स्पष्ट हो गयी है।

वायुमण्डलीय घटनाएँ अनुप्रयुक्त विज्ञान और गणित के लिए समस्त सबसे बड़ी चुनौती हैं। क्योंकि न तो ये घटनाएँ किसी प्रयोगशाला में उत्पन्न की जा सकती हैं और न ही इनकी तीव्र परिवर्तितताएँ (Variabilities) किसी गणितीय माडल द्वारा सूत्रबद्ध की जा सकती हैं। राडार, मौसम उपग्रह आदि अनेक सशक्त यंत्रों के अविर्भाव से पिछले कुछ वर्षों में वायुमण्डल की विशेष प्रयोगशाला में ही मौसम का अधिक यथायथ अध्ययन संभव हो सका है।

मौसम विज्ञान अब एक व्यवस्थित विज्ञान के रूप में तेजी से अग्रसर हो रहा है। इसका स्वरूप पिछले चार-पाच दशकों में अद्य तक कई शाखाओं में विवक्षित हुआ है। इन शाखाओं में गतिक (Dynamic) मौसम विज्ञान भौतिक (Physical) मौसम विज्ञान, समकालीन (Synoptic) मौसम विज्ञान, राडार तथा उपग्रह मौसम विज्ञान, जलवायु विज्ञान (Climatology) आदि प्रमुख हैं। विपुल रेखीय क्षेत्र अधिक तथा ध्रुवीय क्षेत्र कम सौर ऊष्मा प्राप्त करते हैं। संतुलन स्थापित करने के लिये वायुराशियों द्वारा निम्न से उच्च अक्षांशों की ओर ऊष्मा का अभिवहन (Advection) होता है। अतः वायुमण्डल एक ताप इंजन की भांति कार्य करता है। इस प्रकार स्वाभाविक रूप से ऊष्मागतिकी के नियम वायुमण्डलीय विज्ञान में लागू हो जाते हैं जिसके आधार पर भौतिक मौसम विज्ञान विकसित हुआ। सूर्य की ऊष्मा और पृथ्वी का घूर्णन मिलकर वायुप्रवाह जनित करते हैं। इस प्रवाह की विशेषताओं के अध्ययन के लिए गतिक मौसम विज्ञान का विकास हुआ।

वायुराशियों की गति सही पूर्वानुमान प्रस्तुत करने तथा जलवायु परिवर्तन के क्षेत्र में प्रगति की असीम सम्भावनायें अभी भी वैज्ञानिकों के समक्ष उपस्थित हैं जिनके लिए यथायथ विज्ञानों में अद्य अनुसंधानों की आवश्यकता है। यह पुरतक मौसम विज्ञान की रूप में समझी जा सकती है जिसमें मौसम विज्ञान की तीन प्रमुख शाखाओं—

सामान्य मौसम विज्ञान, समकालीन मौसम विज्ञान तथा जलवायु विज्ञान—की प्रारम्भिक रूपरेखा प्रस्तुत की गई हैं। प्रथम छ अध्यायों में प्रमुख वायुमण्डलीय तत्वों जैसे—वायु-दाब, तापमान, भ्रष्टता, वर्षा तथा वायु प्रवाह आदि की व्याख्या की गई है। जहाँ तक संभव हो सका है, विषय गणितीय समीकरणों का समावेश नहीं किया गया है। अध्याय 7 में आधुनिक वैद्यशास्त्रों में मौसम प्रेक्षण के लिए प्रयुक्त मुख्य यंत्रों का परिचय दिया गया है।

अध्याय 8 और 9 में मौसम प्रणालियों के उद्भव तथा गति के भौतिक व समकालीन कारणों पर प्रकाश डाला गया है। अध्याय 10 में मौसम पूर्वानुमान की विभिन्न तकनीकों की, जो व्यावहारिक रूप से प्रचलित हैं, विवेचना की गई है। इलेक्ट्रॉनिक कम्प्यूटरों के आविर्भाव से सत्यात्मक विधि से मौसम की प्रागुक्ति (Prediction) के लिये नयी विधियाँ अधिक यथाशक्ती के साथ तैयार करना इस समय मौसम-विज्ञानियों के सामने एक प्रमुख समस्या है। सत्यात्मक विधि की भूमिका तथा एक सरलतम उदाहरण अध्याय 10 में दिया गया है।

अंतिम चार अध्याय जलवायु विज्ञान पर हैं। भारतीय जलवायु का विस्तृत विवरण अध्याय 14 में दिया गया है।

हिन्दी में वैज्ञानिक पुस्तकें लिखने में कुछ अतिरिक्त कठिनाइयाँ उपस्थित होती हैं। विदेशी भाषाओं में स्वाभाविक रूप से विकसित हुए तकनीकी शब्दों का ज्यों का त्यों रूपान्तरण, कहीं-कहीं खटकता सा प्रतीत होता है। नये शब्दों के निर्माण की स्वतंत्रता से भी विभिन्न पुस्तकों में पारिभाषिक शब्दों में असमानता उत्पन्न होने की आशंका रहती है। स्थायी आयोग द्वारा स्वीकृत वैज्ञानिक तथा तकनीकी शब्दावलिओं में सीमाबद्ध रहने का प्रयास करते हुए भी लेखकों को कुछ स्थानों पर नये शब्द अपनाए पड़े हैं। भाषा की सरलता, पाठ्य क्रमों के प्रस्तुतीकरण तथा शैली की प्रायश्चित्य में सदा सुधार की गुंजाइश निकाली जा सकती है। अतः लेखकों के इस प्रथम प्रयास में त्रुटियाँ रह जाना स्वाभाविक है। इस सदर्भ में पाठकों से सुझावों की अपेक्षा की जाती है, जिसके लिए लेखक आभारी होंगे।

जिन विश्वविद्यालयों में मौसम विज्ञान या जलवायु विज्ञान स्वतंत्र विषय के रूप में, अथवा भू-भौतिकी (Geophysics) या भूगोल की विशेष शाखा के रूप में पाठ्य क्रम के अन्तर्गत सम्मिलित किए गये हैं, यह पाठ्य या निर्देश (Reference) पुस्तक के रूप में उपयोगी हो सकती है।

लेखक वैद्यशास्त्रों के उपमहानिदेशक डॉ० पी० के० दास के प्रति हार्दिक कृतज्ञता ज्ञापन करते हैं, जिनकी प्रेरणा के फलस्वरूप ही इस पुस्तक का प्रस्तुतीकरण सम्भव हो सका।

अनेक उपयोगी सुझावों तथा प्रूफ आदि में सहायता के लिए लेखक श्री धीरेन्द्र कुमार मिश्र के आभारी हैं। चित्र तैयार करने के लिए श्री तरसेम सिंह तथा पाण्डुलिपि के संपादन आदि में महत्त्वपूर्ण योगदान के लिए सब श्री सुनीलकृष्ण राय तथा रामानन्द तिवारी धन्यवाद के पात्र हैं।

राजस्थान हिन्दी ग्रन्थ अकादमी ने प्रस्तुत पुस्तक तैयार कराने में गहरी दिलचस्पी दिखाई तथा सुविधायें उपलब्ध की, जिससे लिए लेखक विशेष रूप से आभार व्यक्त करना अपना कर्तव्य समझते हैं ।

स्थान-स्थान पर मानचित्र एवं छाँचटा के प्रस्तुतीकरण में भारत मौसम विज्ञान की प्रकाशना का जो सहयोग मिला है, उससे लिए लेखक विभाग के ऋणी हैं ।

सितम्बर, 1973

मौसम केन्द्र, जयपुर
(राजस्थान)

रमेशचन्द्र बनर्जी

दयाशंकर उपाध्याय

विषय-सूची

10930
214192

अध्याय

पृ०स०

- | | |
|--|------------|
| 1 पर्यावरण (The Environment) | 1 |
| हमारा पर्यावरण, 1 पृथ्वी के कुछ तथ्य, 3 वायुमण्डल के अवयव, 5 वायुमण्डल की संरचना, 6 वायु प्रदूषण, 11 | |
| 2 दाब और ऊँचाई (Pressure and Height) | 13 |
| वायुदाब, 13 वायुदाब और ऊँचाई, 17 दाब का चलन, 21 तुल्यतामापी (भाल्टीमीटर), 22 दाब प्रणालियाँ, 25 | |
| 3 वायुमण्डलीय उष्मा सतुलन और तापमान (Atmospheric Heat Balance and Temperature) | 28 |
| विकिरण के नियम, 29 वायुमण्डल के शिखर पर सौर विकिरण 30 पृथ्वी का उष्मा सतुलन 33 सौर विकिरण का चलन 37 तापमान 39 वायुतापमान का माप 40 दैनिक तापमान चलन, 43 मौसम और हमारा शरीर, 45 | |
| 4 आर्द्रता और वायुमण्डलीय स्थिरता (Humidity and Atmospheric Stability) | 50 |
| आर्द्रता राशियाँ 50 वाष्पीकरण 53 नम हवा के लिए गैस समीकरण 58 नम हवा घनत्व 60 ह्यूमिडिटी (एडिया बेटिक) प्रक्रम 62 वायुमण्डल की स्थिरता और अस्थिरता 64 वायुमण्डल की उष्मागतिकी (थर्मोडाइनामिक्स) 67 टीफाई ग्राम 69 | |
| 5 मेघ और अवक्षेपण (Clouds and Precipitation) | 77 |
| वायुमण्डलीय वाष्प का सघनन 77 वक्रता और विलेय प्रभाव 81 मेघों का वर्गीकरण 83 अवक्षेपण प्रक्रम 88 अवक्षेपण के प्रकार 92 ऊँच विस्तार के मेघ 93, कुहरा और कुहासा 98 हिम अभिवृद्धि (आइस एन्थ्रिशन) 100 कृत्रिम वर्षा का सिद्धांत, 103 | |
| 6 वायुमण्डल की गति (Motion of the Atmosphere) | 107 |
| वायुगति के बारक बल, 107 भूव्यावर्ती हवा (जियोस्ट्राफिक हवा), 112 प्रवणता हवा (प्रेडिएट हवा), 116 हवाओं का ऊर्ध्वाघर चलन, 120 भूमितल की कुछ स्थानीय हवाएँ, 127 पवत-तरंगें, 133 आदर्श सामान्य वायु प्रवाह, 134 अभिसरण और अपसरण, 137 अभिलता (वाटिसिटी), 139 ऊर्ध्वाघर वायुगति 140 जेट धाराएँ, 142 | |

- 7 **मौसम प्रक्षण और यंत्र (Weather Observations and Instruments)** 146
 वेधशालाओं का जाल, 146 समवालीन (सिनाप्टिक) मौसम प्रक्षण, 146 उल्काए (मिटियास) और मौसम घटनाएँ, 153 धरातलीय मौसम वैज्ञानिक प्रक्षण, 158 स्वतंत्र अभिलेखी यंत्र, 164 उच्चतर वायु प्रक्षण, 172 रेडियो सोन्डे, 172 राडार प्रक्षण, 173 मौसम उपग्रह, 175 प्रक्षणों के सग्रह और वितरण की संचार व्यवस्था, 179
- 8 **वायुराशिया और घाताग्र (Airmasses and Fronts)** 182
 वायुराशि, 181 वायुराशियों का वर्गीकरण, 186 एशिया को प्रभावित करने वाली वायुराशिया, 191 भारत की वायुराशिया, 197 वायुराशि का निर्धारण, 201 वाताग्र (फ्रंट), 202 वाताग्रों के प्रकार, 208 वाताग्र विक्षोभ या एक्स्ट्राट्रोपिकल साइक्लोन, 213
- 9 **उष्णकटिबंधी विक्षोभ, चक्रवाती तूफान और प्रतिचक्रवात (Tropical Disturbances, Revolving storms and Anticyclones)** 218
 पूर्वी तरंगें 218 उष्णकटिबंधी चक्रवाती तूफान, 222 चक्रवातों का भौगोलिक आवृत्ति, 228 मौसम उपग्रहों से चक्रवातों का विश्लेषण, 236 टोरनेडो, 238 प्रतिचक्रवात, 241 कॉल, 243
- 10 **मौसम विश्लेषण और पूर्वानुमान के प्राथमिक सिद्धांत (Rudiments of Weather Analysis and Forecasting)** 244
 विश्लेषण के लिए मौसम ग्राफि, 244 मौसम चाटों के लिए मानचित्र 248 मौसम चाट का विश्लेषण, 253 मौसम पूर्वानुमान, 261 दाब प्रणालियाँ का वेग निर्धारण, 263 पूर्वानुमानों के प्रकार, 267 मध्यम अवधि पूर्वानुमान, 268 सख्यात्मक मौसम प्राप्ति, 271 पश्चिमी विक्षोभ एक स्थिति अध्ययन, 277 काल वैशाखी या नारवेस्टर, 283 शीत तरंग, 285 उत्तर मानसून का काल का चक्रवाती तूफान, 294 मानसून अवदाव, 295
- 11 **जलवायु के तत्त्व (Classification of Climate)** 300
 मौसम और जलवायु के तत्त्व, 300 वायु तापमान, 305 महासागरीय ड्रिफ्ट और धाराएँ 307 वायुराशियाएँ एवं हवाएँ 310 स्थानीय प्रभाव, 313 ऊँचाई, 314 सूक्ष्म जलवायु विज्ञान, 316
- 12 **जलवायु का वर्गीकरण (Classification of Climate)** 319
 मौसम और जलवायु, 319 जलवायु का ज्योतिषीय वर्गीकरण 320 कोपेन का वर्गीकरण, 323 जलवायु समूहों का सीमांकन, 325 कोपेन वर्गीकरण के गुण और दोष, 335 थायवेट (1931) का वर्गीकरण, 337 थायवेट (1948) का वर्गीकरण 341 कोपेन के विभिन्न जलवायु के उदाहरण, 345

13 जलवायुविक तत्त्वों का भौगोलिक आवर्तन

366

वायुदाब का भौगोलिक आवर्तन, 366 जनवरी की समदाब रेखाएँ, 367 जुलाई की समदाब रेखाएँ, 370 उच्च वायु मण्डलीय वायुदाब का आवर्तन, 370 धरातलीय तापमान का भौगोलिक आवर्तन, 372 तापमान आवर्तन पर जल और थल भागों का प्रभाव, 376 तापमान का दैनिक चलन, 377 तापमान की वार्षिक प्रगति, 378 शीतत उच्च वायु तापमान का मण्डलीय आवर्तन, 380 अवक्षेपण का सामान्य आवर्तन, 383 अवक्षेपण क्षमता, 386 वर्षा आवर्तन पर जल और थल का प्रभाव, 387 मेघाच्छन्नता का भौगोलिक आवर्तन, 388 तड़ित ऋष्मा का भौगोलिक आवर्तन, 389

14 भारत की जलवायु (Climate of India)

392

भारत की भौगोलिक परिस्थिति, 392 मुख्य ऋतुएँ, 395 उत्तरी पूर्वी मानसून काल, 396 पूव मानसून काल, 401 दक्षिणी-पश्चिमी मानसून काल, 405 उत्तर मानसून काल, 411 उच्चतर वायु प्रवाह और तापमान, 413 वर्षा का आवर्तन, 416 बगाल की खाड़ी की जलवायुविक अवस्था, 422 राजस्थान का महस्यलीय, 424

सन्दर्भ ग्रन्थ—सूची

45

पारिभाषिक शब्दावली

पर्यावरण (THE ENVIRONMENT)

1 10 हमारा पर्यावरण

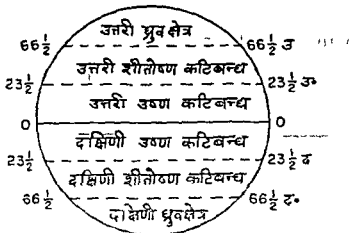
जल, थल, और वायुमण्डल मिलकर हमारा पर्यावरण बनाते हैं। उत्तरी गोलार्ध का 61% और दक्षिणी गोलार्ध का 81% तथा सम्पूर्ण पृथ्वी का 71% भाग जल से ढका है। शेष भाग थल है, जो 20 से 50 अथवा उत्तरी अक्षांश तक हिमालय, आल्प्स, राकी आदि पर्वतों के कारण काफी ऊँचा है। 60 से 90 अथवा दक्षिणी अक्षांश तक फैला एंटाक्टिक प्रदेश भी ऊँचाई पर स्थित भू भाग है।

पृथ्वी की कुल जलराशि का आयतन लगभग 1.4×10^9 घन किमी है जिसका 98% भाग सागरो में है। शेष 2% का अधिकांश भाग ध्रुव प्रदेशों में बर्फ के रूप में जमा है। हमारे दिन प्रतिदिन काम में आने वाले मीठे पानी का भाग सिर्फ 0.27% के लगभग है।

सूर्य के वार्षिक स्थानांतरण तथा उसके फलस्वरूप उत्पन्न जलवायु के आधार पर भूमण्डल तीन भागों में बाँटा जा सकता है—

(1) उष्ण कटिबंध (Tropics)

सूर्य की वार्षिक गति एक रेखा ($23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ) से अर्क रेखा के ($23\frac{1}{2}^{\circ}$ द) अक्षांश वृत्तों के बीच सीमित है। इन अक्षांशों के बाद कहीं भी सूर्य की किरणें वर्ष के किसी भाग



चित्र 1 1

1 म विज्ञान

मे लम्बवत् नहीं पड़ती। फलस्वरूप $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ से $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द का क्षेत्र अधिक तापमान तथा वर्षा प्राप्त करता है।

विषुवत् रेखा और मकर रेखा के बीच का क्षेत्र उत्तरी उष्ण कटिबंध तथा विषुवत् रेखा से मकर रेखा तक का भाग दक्षिणी उष्ण कटिबंध कहलाता है।

(2) मध्य अक्षांश या शीतोष्ण कटिबंध (Middle latitude or Temperate Zone)

$23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ - $66\frac{1}{2}^{\circ}$ उ तथा $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द - $66\frac{1}{2}^{\circ}$ द के भू भाग क्रमशः उत्तरी और दक्षिणी मध्य अक्षांश कहलाते हैं। $66\frac{1}{2}^{\circ}$ अक्षांश तक ही सूर्य की किरणें प्रतिदिन पहुँच पाती हैं। इसके परे 24 घण्टे से अधिक अंधेरे के दिन और रात पाए जाते हैं।

(3) ध्रुव क्षेत्र या उच्च अक्षांश (Polar region or High latitude)

उत्तरी ध्रुव क्षेत्र—($66\frac{1}{2}^{\circ}$ उ - 90° उ)

दक्षिणी ध्रुव क्षेत्र—($66\frac{1}{2}^{\circ}$ द - 90° द)

1 11 अक्षांशों के प्रति जल पल का आवर्तन और महाद्वीपों की समुद्र तल से औसत ऊँचाई सारिणी (1 1) में दी गई है।

सारिणी (1 1)

गोलाद्ध	प्रतिशत जलीय भाग		समुद्र तल से औसत ऊँचाई (मीटर)	
	उ	द	उ	द
अक्षांश				
0-10	77.2	76.4	158	154
10-20	73.6	70.0	146	121
20-30	62.4	76.9	366	156
30-40	57.2	88.8	496	106
40-50	47.5	97.0	382	5
50-60	42.8	99.2	296	5

60-70	29.4	89.6	202	388
70-80	71.3	24.6	220	1420
80-90	93.4	0	137	2272
0-90	60.6	80.9	284	216

1 12 पृथ्वी के चारों ओर फैली हुई हवा की तह, जिसमें हम सास लेते हैं, वायुमण्डल कहलाती है। वायुमण्डल में कुल हवा की मात्रा लगभग 6×10^{15} टन है। जैसे-जैसे हम ऊपर जाते हैं हवा विरल (rare) होती जाती है। वायुमण्डल की अधिकतम ऊंचाई लगभग 1000 किमी है, किन्तु हवा का 75% भाग 16 किमी और 50% लगभग 6 किमी ऊंचाई तक ही सीमित है।

एक अनुमान के अनुसार, हवा के दो अनुभों के बीच की औसत दूरी (mean free path), विभिन्न ऊंचाइयों पर इस प्रकार है—

समुद्रतल पर = 0 000,00083 सेमी

40 किमी की ऊंचाई पर = 0 0125 सेमी

60 किमी की ऊंचाई पर = 2 5 सेमी

और 200 किमी की ऊंचाई पर = 24 मीटर

वायुमण्डल की प्रतिम पतों में प्रतिवर्ग किमी हवा के दो से भी कम अणु मिलते हैं।

6000 किमी से अधिक त्रिज्या वाली पृथ्वी पर इस पतले वायुमण्डल की स्थिति बंसी ही है, जैसी हमारे शरीर पर त्वचा की।

श्वसन क्रिया के प्रतिरिक्त, वायुमण्डल पृथ्वी के ताप को सन्तुलित रखता है तथा अन्तरिक्ष से आने वाले उत्का पिण्डों और हानिकारक किरणों से हमारी रक्षा करता है।

1 20 पृथ्वी के कुछ तथ्य

(1) पृथ्वी ध्रुवों पर कुछ चपटी है। इसकी ध्रुवीय त्रिज्या 6357 तथा विषुव रेखा त्रिज्या 6378 किमी है। पृथ्वी की औसत त्रिज्या = 6371 किमी।

(2) पृथ्वी की मात्रा = $5 980 \times 10^{27}$ ग्राम

पृथ्वी का औसत घनत्व = 5 520 ग्राम/घन सेमी

(3) पृथ्वी सूर्य के चारों ओर दीर्घ वृत्ताकार (elliptical) परिधि में, लगभग 365 $\frac{1}{4}$ दिन में एक पूरा चक्कर लगाती है। सूर्य इस परिधि की एक नाभि (focus) पर स्थित होता है। पृथ्वी सदियों में (उत्तरी गोलार्ध की) सूर्य के निकट और गर्मियों में दूर होती है। सूर्य और पृथ्वी की निम्नतम दूरी 1 जनवरी की होती है, जिसे रविनीच (परीहीलियन) दूरी कहते हैं। 1 जुलाई को यह दूरी अधिकतम होती है। इसे रविउच्च (एपहीलियन) दूरी कहते हैं।

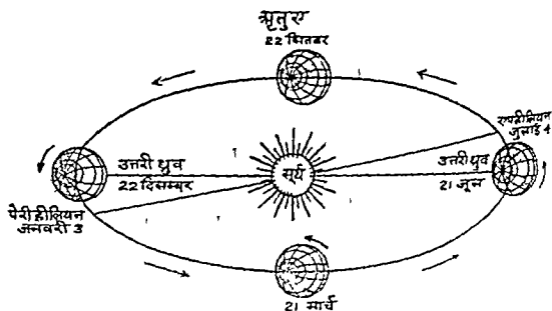
4/मौसम विज्ञान

रविनीच दूरी PS = 1.47×10^8 किमी = 913,60,000 मील

रविउच्च दूरी AS = 1.52×10^8 किमी = 944,70,000 मील

औसत दूरी = 1.497×10^8 किमी = 93000000 मील

1 जनवरी और 1 जुलाई की अवस्थाएँ प्रथम दक्षिणावर्ण और उत्तरायण की कहलाती हैं।



चित्र 1 2

(4) रविनीच के दिन सूर्य रविउच्च की अपेक्षा 31,10,000 मील पृथ्वी के निकट रहता है। यदि ऐसा न होता तो, उत्तरी गोलार्ध में सर्दियाँ और तेज पड़ती। यह सोचा जा सकता है कि दक्षिणी गोलार्ध की गर्मियों का तापमान करीब 4°C अधिक रहता, पर जल का भाग अपेक्षाकृत ज्यादा होने के कारण दक्षिण में गर्मियों का तापमान उत्तर से लगभग 5°C कम रह जाता है। सुलना के लिए सारिणी (1 2) में कुछ औसत तापमान दिए जा रहे हैं।

सारिणी (1 2)

औसत तापमान (सेण्टीग्रेड)

गोलार्ध	जनवरी	जुलाई	वार्षिक
उत्तरी	8.1	22.4	15.2
दक्षिणी	17.1	9.7	13.3

(5) रविनोच से थोड़ा पहले, 22 दिसम्बर को सूर्य की किरणें $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द अक्षांश पर लम्बवत् पड़ती हैं। इसे (शीत) अयनात (Winter Solstice) या मकर संक्रान्ति कहते हैं। इसी प्रकार 21 जून ग्रीष्म अयनात (Summer Solstice) या कक संक्रान्ति कहलाता है। इस दिन सूर्य का अधिकतम दिक्पात (Declination) $23\frac{1}{2}^{\circ}$ ऊपर होता है। 21 मार्च और 23 सितम्बर का सूर्य भूमध्य रेखा पर सीधा चमकता है, जब दिन और रात बराबर होते हैं। ये स्थितियाँ ब्रह्मण बसन्त विषुव (Spring equinox) तथा शरद विषुव कहलाती हैं। इन्हें ब्रह्मण महा (Vernal) और जल (Autumn) विषुव के नाम से भी जाना जाता है। महा विषुव के दिन सूर्य दक्षिणी गोलार्ध से उत्तरी गोलार्ध में जाते समय विषुवत् रेखा पार करता है। इसी दिन से उत्तरी गोलार्ध में बसन्त ऋतु का आरम्भ होता है। जल विषुव के दिन सूर्य विषुवत् रेखा को पार कर दक्षिणी गोलार्ध में प्रवेश करता है। उत्तरी गोलार्ध में इस दिन से शरद ऋतु आरम्भ होती है।

(6) पृथ्वी का अक्ष भूमध्य रेखीय तल से 66° का कोण बनाता है। यह अक्ष शक्ति की जनन रेखा (Generating line) की भाँति अयना दिक् विन्यास (Orientation) बदलता रहता है। यह दिक् विन्यास 25800 वर्षों में एक चक्कर पूरा करता है।

(7) किसी स्थिर नक्षत्र के सन्दर्भ में सूर्य के चमकने का औसत समय एक नाक्षत्र दिन (Siderial day) कहलाता है, जो 23 घण्टे, 56 मिनट और 4 सेकण्ड के बराबर होता है।

$$(8) \text{ पृथ्वी का कोणीय वेग} = \frac{2\pi}{\text{नाक्षत्र दिन}}$$

$$= 7.293 \times 10^{-5} \text{ रेडियन/सेकण्ड}$$

$$(9) \text{ पृथ्वी का गुरुत्वाकर्षण स्थिरांक (G)} = 6.688 \times 10^{-8} \text{ सेमी}^3/\text{ग्राम सेकण्ड}^2$$

1.30 वायुमण्डल के अवयव (Constituents of atmosphere)

हम मुख्यतः नाइट्रोजन और ऑक्सीजन का मिश्रण हैं। आर्गन और नाबल-गैसों का मिश्रण भी वायुमण्डल में विद्यमान रहती है, जो स्थान स्थान पर बदलती रहती है। वायुमण्डल में इन गैसों का परिणाम इस प्रकार है

अवयव	आयतन के अनुसार (%)	भार के अनुसार (%)
1 नाइट्रोजन	78.09	75.50
2 ऑक्सीजन (इसमें 20 से 50 किमी ऊँचाई तक पायी जाने वाली ओजोन भी शामिल है)	20.95	23.10

6/मौसम विज्ञान

3 भार्गव	0 93	1 30
4 काबन डाई प्रॉक्साइड	0 03	0 05

हाइड्रोजन तथा ग्रह प्रक्रिय गैसों—हीलियम, नियन, क्रिप्टान और जेनान भी वायुमण्डल में पायी जाती हैं, पर इनकी मात्रा नगण्य है। 150 किमी से ऊपर के वायुमण्डल में हाइड्रोजन और हीलियम की ही प्रचुरता रहती है।

प्रौद्योगिककरण के विकास के साथ साथ विशेषतः बड़े नगरों की हवा में प्रदूषक तत्व (काबन मोनो ऑक्साइड, गंधक के ऑक्साइड, हाइड्रोजन सल्फाइड, मीथेन तथा काबन, सीसे और धूल के कण आदि) भी ग्रह विचारणीय मात्रा में पाये जाने लगे हैं।

इनके प्रतिरिक्त आयतन के अनुसार, पूरे वायुमण्डल के लगभग 4% के बराबर जलवाष्प हमेशा वायुमण्डल में स्थित रहती है, जो स्थान और समय के अनुसार अत्यधिक परिवर्तनशील रहती है।

1 40 वायुमण्डल की संरचना (Structure of Atmosphere)

लगभग 100 किमी की ऊँचाई तक सभी गैसों, ऊपर दिये गये अनुपात में मिश्रित रहती है, पर्याप्त उनका मिश्रण सम (होमोजिनियस) होता है। वायुमण्डल के इस भाग को सममण्डल (होमोस्फीयर) कहते हैं, इसके ऊपर गैस घनत्व के अनुसार स्थिति ग्रहण कर लेती हैं, अर्थात् भारी गैसों नीचे और हल्की गैसों ऊपर होती जाती हैं। यह भाग विषम मण्डल (हेटरोस्फीयर) कहलाता है। मोटे तौर पर वायुमण्डल को सम और विषम मण्डलों में विभक्त करना ठीक है, परंतु सममण्डल में गठन (Composition) समान होते हुए भी भौतिक गुणों की विभिन्नता के कारण, वायुमण्डल कई तहों में बाँटा जा सकता है। इन तहों का संक्षिप्त विवरण 1 50 में दिया गया है।

1 41 ह्रास दर (Lapse rate)

वायुमण्डल की निचली तहों में तापमान ऊँचाई के साथ घटता जाता है क्योंकि हवा को गम करने वाली ताप किरणों का स्रोत, पृथ्वी की सतह है, न कि अंतरिक्ष से आता हुआ सूर्य का विकिरण।

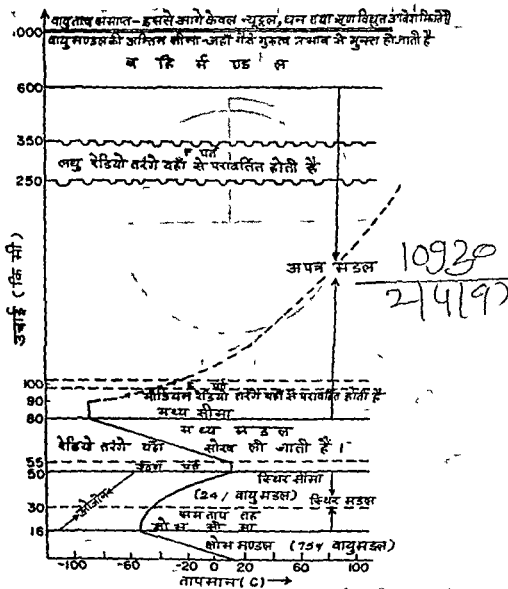
ऊँचाई के साथ तापमान घटने की दर को ह्रास दर कहते हैं। सामान्यतः ह्रास दर का मान 6.5°C प्रति किमी लिया जाता है।

यदि किसी भाग में तापमान ऊँचाई के साथ बढ़ता है, तो ह्रास दर वहाँ ऋणात्मक होगी। अतः ह्रास दर

$$r = -\frac{dT}{dz}$$

जहाँ dz ऊँचाई का पता, ऊपरी और निचली मानह के तापमान का अंतर

1 50 चित्र 1 3 में तापमान का उर्ध्वाधर वितरण (Vertical distribution) दिखाया गया है, जिसके अनुसार वायुमण्डल के निम्नलिखित भाग किए गए हैं —

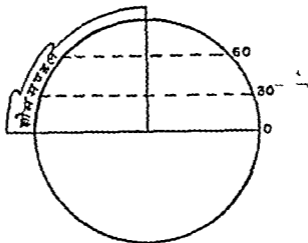


चित्र 1 3

(1) क्षोभ मण्डल (Troposphere)

वायुमण्डल की सबसे निचली तह क्षोभ मण्डल कहलाती है, जिसमें तापमान सामान्य ह्रास दर से ऊँचाई के साथ घटता जाता है। क्षोभ मण्डल की छत को क्षोभ सीमा (Tropopause) कहते हैं। इसकी ऊँचाई भूमध्य रेखा पर सबसे ज्यादा, लगभग 16 किमी होती है। क्षोभ सीमा की ऊँचाई अक्षांश के साथ-साथ घटती जाती है तथा ध्रुवीय क्षेत्रों में 12 और ध्रुव क्षेत्रों में 8 किमी के घास पास आ जाती है।

क्षोभ सीमा की ऊँचाई का पटाय हर जगह अविश्रत नहीं होता। ऊपरी बटिवन्ध और मध्य प्रक्षालो के सगम पर उदण बटिवन्धीय क्षोभ मण्डल मुडकर नीचे घाता है (चित्र 1.4) और मध्य क्षोभ मण्डल के रूप में भागे बढता है। इसी कारण सगम क्षेत्र के प्रस-वास प्राय दो क्षोभ सीमाएँ T_1 और T_2 मिलती हैं। इसी प्रकार, मध्य और उच्च घटाओ के सगम पर भी दुहरी क्षोभ सीमा पायी जाती है।



चित्र 1.4

वायुमण्डल की लगभग 75% मात्रा क्षोभ मण्डल में सीमित है। मौसम की घटनाएँ सामान्यतः इसी तह में ही उत्पन्न होती हैं। वास्तव में क्षोभ तल से उठने वाली सवाहिनिक वायुधाराएँ (Convective air currents) क्षोभ सीमा पार नहीं कर पाती, जिसे पृथ्वी की नमी क्षोभ मण्डल से बाहर नहीं जा पाती। नमी ही मौसम घटनाओं का मूल कारण है।

क्षोभ सीमा का तापमान सबसे कम भूमध्य रेखा पर होता है, क्योंकि यहाँ उसकी ऊँचाई सर्वाधिक है। इसका सीसत तापमान मध्य भूक्षालो पर लगभग -55°C होता है।

प्रक्षालो के अतिरिक्त, क्षोभ सीमा की ऊँचाई ऋतुओं के अनुसार भी बदलती है। गर्मियाँ में यह सीमा अधिक ऊपर एवं सर्दियों में नीचे आ जाती है।

(2) स्थिर मण्डल (Stratosphere)

क्षोभ सीमा के ऊपर तापमान, करीब 30 किमी की ऊँचाई तक या तो अपरिवर्तित रहता है या बहुत धीरे धीरे बढता जाता है। यह भाग समताप तह (Isothermal Layer) कहलाती है। इसके बाद तापमान तेजी से बढता है। इस वृद्धि की सीमा 50 किमी है जिसे स्थिर सीमा (Strato-pause) कहते हैं। क्षोभ सीमा और स्थिर सीमा के बीच का वायुमण्डल, स्थिर मण्डल का नाम से जाना जाता है। कुल हवा का 24% भाग इस मण्डल में विद्यमान है और शेष 1% इससे ऊपर।

यह नाम समतल इसलिए दिया गया कि सव्यह्निक धाराओं तथा नुमी के भूभाग में यह भाग मौसम रहिन और स्थिर (stable) तथा स बना होता है। वायु प्रवाह विभिन्न तहों में क्षेत्रिज होता है।

समतल तह उच्च अक्षांशों में ही अधिक विकसित होती है। निम्न अक्षांशों में तापमान क्षोभ सीमा के बाद ही ऊँचाई के साथ बढ़ने लगता है। यह प्रतिरिक्त वृद्धि उत्त अक्षर को लगभग पूरा कर लेती है, जो उच्च और निम्न अक्षांशों की क्षोभ सीमा के तापमानों में होता है। इसी कारण, सभी अक्षांशों पर स्थिर सीमा के तापमान में अद्भुत समता पाई जाती है। यह तापमान समुद्रतल व तापमान के लगभग बराबर होता है।

स्थिर मण्डल में तापमान वृद्धि का कारण ओजोन गैस है। कुल वायुमण्डलीय ओजोन मुख्यत 15 से 45 किमी ऊँचाई के बीच सीमित है, जिसकी अधिकतम सांद्रता 22 किमी के घाम-पास पाई जाती है। ओजोन में सूर्य से प्राप्ती पराबैंगनी (ultra violet) किरणों को सोखने की अत्यधिक क्षमता है। यही शोषित ताप किरणें स्थिर मण्डल में उच्च तापमान बनाए रखने में सहायक होती है।

1.51 वायुमण्डलीय ओजोन

ओजोन (O₃) गस, ऑक्सीजन (O₂) का ही त्रिपरमाणुविक (triatomic) रूप है, जो वायुमण्डल में पराबैंगनी किरणों द्वारा ऑक्सीजन अणुओं के प्राकाशिक नियोजन (photo dissociation) से निर्मित होता है। इस क्रिया में O₂ का अणु, नवजात (nascent) ऑक्सीजन (O) के दो परमाणुओं में टूट जाता है और प्रत्येक परमाणु O₂ से संयोग कर O₃ बना लेता है। यह प्रक्रिया श्रृंखला रूप में निरंतर होती रहती है।

वायुमण्डल की कुल ओजोन यदि समुद्रतल की सतह पर उतार दी जाए, तो ओजोन पत की ऊँचाई 3 मिलीमीटर होगी। इससे वायुमण्डलीय ओजोन की मात्रा का अनुमान लगाया जा सकता है। 15 से 45 किमी ऊँचाई के भाग को, जिसमें ओजोन अधिकता से पाई जाती है, कुछ विद्वान् ओजोन मण्डल (Ozonosphere) कहते हैं। इसी भाग का रासायनिक प्रक्रियाओं के कारण रसायन मण्डल (Chemosphere) भी कहा जाता है।

उत्तरी गोलार्ध में किए गए प्रयागों से प्राप्त निष्कर्ष के अनुसार, ओजोन की मात्रा भूमध्य रेखा से अक्षांश के साथ बढ़ती जाती है और 60° उ पर अधिकतम होने के बाद ध्रुव की ओर फिर घटने लगती है। ओजोन की मात्रा ऋतुओं के अनुसार भी परिवर्तनशील है। हर अक्षांश पर यह मात्रा वसंत ऋतु के प्रारम्भ में अधिकतम और पतझड़ के अंतिम दिना (अक्टूबर) में निम्नतम होती है।

इसके अलावा ओजोन में दैनिक चलन (Diurnal Variation) भी नोट किया गया है। ऐसा अनुमान है कि यह परिवर्तन पृथ्वी तल पर नित्य प्रति होने वाली मौसम घटनाओं में सम्बंधित है। लेकिन यह सम्बन्ध अभी तक स्पष्ट रूप से ज्ञात नहीं किया जा सका है।

1.52 स्थिर सीमा के ऊपर लगभग 5 किमी तक, तापमान स्थिर रहता है और फिर घटने लगता है। स्पष्ट है कि 50 से 55 किमी पत का तापमान ऊपर-नीचे की तहा की अपेक्षा ज्यादा रहता है। इस पत को वायुमण्डल की जल्ल पत (Warm Layer) कहते हैं।

(3), मध्य मण्डल (Mesosphere)

उष्ण पर्व के ऊपर 80 किमी की ऊँचाई तक, तापमान फिरतर घटता जाता है। यह भाग मध्य मण्डल और इसकी छन मध्य सीमा (meso pause) कहलाती है। मध्य सीमा का तापमान -80°C से -90°C तक होने का अनुमान है। मध्य मण्डल की पर्वों में यह गुण है कि मूल किरणों की प्रक्रिया से वे रेडियो तरंगों को मोल लेती हैं। इसी कारण, दिन में रात की प्रपेक्षा कम आवृत्तियों (frequencies) पर रेडियो प्रसारण सम्भव हो पाता है।

मध्य सीमा के आस-पास गर्मियों में कभी कभी कुछ चमकीले बादल आ जाते हैं। इन्हें निशादीप्न (noctilucent) मेघ कहते हैं। वास्तव में उल्का पिंडों के टूटने से यहाँ धूल काफी मात्रा में केन्द्रित हो जाती है और धूल कणों के चारा और बर्फ के खजमकर बादल बन जाते हैं।

(4) आयन-मण्डल (Ionosphere)

मध्य सीमा के ऊपर 500 से 600 किमी ऊँचाई तक, सारा वायुमण्डल परावर्गनी किरणों की प्रक्रिया से आयनीकृत होता रहता है, जिससे इस भाग में पर्याप्त स्वतंत्र इलेक्ट्रॉन पैदा होते रहते हैं। इस भाग को आयन मण्डल कहते हैं। या तो आयनीकरण की परिस्थितियाँ और अधिक ऊँचाई पर पायी जाती हैं परंतु 600 किमी के ऊपर, वायुमण्डल इतना विरल हो जाता है कि स्वतंत्र इलेक्ट्रॉन का पाया जाना सीमित हो जाता है। अतः 600 किमी आयन मण्डल की सीमा मानी जा सकती है।

आयन मण्डल में दो मुख्य पर्व हैं, जहाँ इलेक्ट्रॉन की सांद्रता सर्वाधिक होती है। पहली पर्व E-पर्व है जो 100 किमी के आस पास स्थित है। दूसरी पर्व F-पर्व कहनाती है, यह 250 से 350 किमी तक विद्यमान रहती है। F-पर्व दिन में अक्सर F_1 और F_2 नामक दो पर्वों में टूट जाती है।

E-पर्व सूर्य की राशनी में ही अधिक विकसित होती है और मीडियम रेडिया तरंगों को परावर्तित कर देती है। लघु तरंगों (short wave) F-पर्व से परावर्तित होती है।

आयन मण्डल में तापमान ऊँचाई के साथ बढ़ता जाता है। ये अक्षांश और समय के साथ परिवर्तनशील हैं। E-पर्व का तापमान 170°C से 230°C तक हो सकता है।

रंग विरंगे प्रकाश, जो बहुधा उच्च अक्षांशों में दिखाई देता है, आयन मण्डल में ही उत्पन्न होता है। ये प्रकाश पुंज ध्रुवीय प्रकाश या सुमेर उजाति (aurora) कहलाते हैं। ध्रुवों पर, जहाँ 6 महीने की रात होती है, गुलाबी और बगनी प्रकाश अधिक चमकता है।

सम्भवतः परावर्गनी किरणों द्वारा आवेशित कणों के वायु अणुओं से घर्षण के कारण ही यह विद्युत प्रकाश पैदा होता है। कभी-कभी यह प्रकाश 1000 से 1100 किमी की ऊँचाई पर भी देखा गया है जिससे इतनी ऊँचाई पर वायु कणों के पाये जाने का आभास मिलता है।

(5) बहिर्मण्डल (Exosphere)

आयन मण्डल से कुछ वायु कण जो आयनीकृत होने में सक्षम हैं विस्तारित होकर आयन मण्डल से ऊपर आ जाते हैं। ये कण 600 से 1000 किमी की ऊँचाई तक पाये जाते हैं। इनके अलावा इस भाग में आयनीकृत आक्सीजन, नाइट्रोजन, हाइड्रोजन तथा हीलियम

कण भी पाये जाते हैं। हीलियम यहाँ नाइट्रोजन अणुओं पर वास्मिक किरणों की प्रक्रिया से बनती है। गुरुत्वाकर्षण की क्षीणता के कारण ये कण अक्सर शून्य में खोत रहते हैं। एक स्तर ऐसा होता है, जिस तक कण गुरुत्व शक्ति से बंधे रहते हैं। यहाँ कणों का जमाव अपेक्षाकृत ज्यादा होता है और यही हमारे वायुमण्डल की सीमा है।

इन सीमा से ऊपर वायुतत्त्व समाप्त हो जाता है और कणों का चुम्बकीय तत्त्व (धन, ऋण या उदासीन आवेश) ही बाकी रहता है। करीब 2000 किमी की ऊँचाई तक 'यूट्रान (उदासीन आवेश) तथा उसके बाद प्रोटान (धन आवेश) और इलेक्ट्रान (ऋण आवेश) ही पाये जाते हैं। इसे चुम्बक मण्डल (magneto sphere) कहा जा सकता है। चुम्बक मण्डल का दूसरा सिरा सम्भव अन्तरग्रहीय (inter planetary) प्रभाव मण्डल में जाकर मिलता है।

1.60 वायुमण्डलीय प्रदूषण एवं पर्यावरण स्तुलन

वायुमण्डल में एसी कई गैसें हैं जो मानव व वनस्पति के लिये घातक हैं। इनमें कई प्राकृतिक रूप से पाई जाती हैं ता कई मिश्रण उत्पाद हैं। वनस्पति व महासागर ई धन दहन से उत्पन्न कार्बन डाई आक्साइड को साखकर इन्हें प्राण-वायु में परिवर्तित कर देते हैं। ज्वा-नाभुषी उद्गार, धूलिकणों का बड़ा भाग वायुमण्डल की निचली परत में प्रवेश कर प्राणवायु को अशुद्ध कर देता है। घने बसे नगरों के कल-कारखानों की चिमनियों से उठना धुआ, राखकण, मोटरों, रेलगाड़ियों व अन्य यात्रिक वाहना से उच्छ्वसित रासायनिक गैस-कार्बन डाई आक्साइड, कार्बन मोनो आक्साइड, सल्फर डाई आक्साइड, हाइड्रोजन सल्फाइड, नाइट्रोजन आक्साइड, मीथेन वायु का विपरीत बना देते हैं। समताप मण्डल की ऊपरी भागान की परत जो सौर विकिरण से उत्पन्न परावर्गनी किरणों को सोखकर हमारे रक्षा बचक का काम करती है, इससे दुष्प्रभावित होती है।

औद्योगिक व घरेलू उपयोग में धान वाले द्रव ई धन पेट्रोल, डीजल व ठोस ई धन सनिज कोयला के दहन में उत्पन्न गैसों, खुले गटर, नाबदान, खानों से उड़ते धूलकण, समुद्री लहरों के क्षार से लवणकण तथा रेडियोधर्मी धूल वायु प्रदूषण के प्रमुख कारक हैं।

एक लीटर पेट्रोल व डीजल जलने पर 9.6 तथा 16.4 कि ग्रा गैस छोड़ते हैं। रासायनिक तौर पर प्रदूषण का अनुपात निम्न है।

सारिणी 1.3

प्रदूषक	पेट्रोल %	डीजल %
1 कार्बन मोनो आक्साइड	4-8	अत्यल्प
2 कार्बन डाई आक्साइड	20-25	25-28
3 सल्फर डाई आक्साइड	0-1	0-2
4 नाइट्रोजन	60-70	60-70
5 नाइट्रोजन आक्साइड	2-5	1-2
6 सीसे तथा कार्बन के कण	अत्यल्प	अत्यल्प

12 'भीमम विमान

इन गैसों में कार्बन मोनो ऑक्साइड अधिक मात्रा में है। कार्बन डाइ ऑक्साइड भी म वायु के समान होने से हवा में घुल जाती है। कार्बन डाइ ऑक्साइड गैस की सरघात में प्राक्मीजन की सपत होती है। फलतः प्रतिवर्ष कार्बनडाई ऑक्साइड की मात्रा 0.7 ppm बढ़ रही है। प्राक्मीजन घटने के साथ इससे पृथ्वी के ताप में वृद्धि हो रही है जो पर्यावरण सतुलन के लिये उचित नहीं है। ताप वृद्धि से किसी दिन पृथ्वी मानव व वनस्पति रहित रेगिस्तान का रूप ले लेगी।

समताप वायुमण्डल पर उड़ान भरने वाले वायुयान एक घण्टे में 66 टन ईंधन दहन करते हैं जिनसे 72 टन कार्बन डाइ ऑक्साइड व 83 टन वाष्प निस्सारित होता है। प्राग्ने वाले युग में भीमवायु विमानों में प्रयुक्त ईंधन समताप मण्डल को दुष्प्रभावित किये बिना नहीं रहेंगे।

जिन पर्वतीय घाटियों में विस्फोटा व यात्रिक साधनों से खनन हाता है वहाँ धूलिकरण वायु में छितरा जाते हैं और धूलमिश्रित वायु पुन घाटी में smog के रूप में उतर कर जन-जीवन व वास्तुपति को हानि पहुँचाती है।

पर्यावरण सतुलन तथा वायु प्रदूषण रोकने के लिये वर्तमान में कई प्रयत्न किये जा रहे हैं। घने बस शहरों के निकट वनस्थलियों का विकास और वायु प्रदूषण मात्रा मापी यंत्र लगाकर रोकथाम की जाने लगी है। बल-कारखाना की चिमनियों में शोधक यंत्र लगाकर वायु प्रदूषण से बचाव की प्रक्रिया पर ध्यान दिया जाने लगा है।

दाब और ऊँचाई (PRESSURE AND HEIGHT)

2 10 मौसम के मुख्य तत्व (Principal Weather elements)

पृथ्वी की सतह और उस पर स्थित वायुमण्डल एक विशाल प्रयोगशाला है, जिसमें हम मौसम का अध्ययन करना पड़ता है। इस प्रयोगशाला में निरन्तर घटित होने वाली मौसम की घटनाएँ, अपनी विशालता और अनियमितता के कारण हमारी नियंत्रण क्षमता से बाहर होती हैं। अतः उनकी प्रकृति (nature) की सही जानकारी प्राप्त करना अत्यन्त कठिन है। फिर भी दबाव, गति, वाष्पीकरण और सघनन (Condensation), विकिरण और शीतलन आदि में लगने वाले भौतिकी (Physics) के नियमों के आधार पर, मौसम की दुर्लभ प्रणालियों की व्याख्या की जा सकती है। इन नियमों की रोमनी में मौसम विज्ञान के मुख्य तत्वों का परिचय प्राप्त कर लेना आवश्यक है। ये तत्व निम्नलिखित हैं—

- (1) दाब (pressure) और ऊँचाई (height)।
- (2) तापमान (temperature) और घनत्व (density)।
- (3) विकिरण (radiation)।
- (4) आद्रता (humidity), मेघाच्छन्नता (cloudiness) और वर्षा (Precipitation)।
- (5) वायु गति।

2 20 वायु दाब (Atmospheric-pressure)

पृथ्वी की आकषण शक्ति के कारण ही, वायुमण्डल पृथ्वी पर टिका है। अतः वायुमण्डल पृथ्वी की सतह पर भार डालता है। किसी बिन्दु के चारों ओर इकाई क्षेत्रफल पर खड़े वायु-स्तम्भ का कुल भार उस बिन्दु का वायुदाब कहलाता है।

यदि बिन्दु कुछ ऊँचाई पर लिया जाए, तो उसके ऊपर खड़े वायु-स्तम्भ की ऊँचाई कम होगी अतः उस बिन्दु पर वायु दाब पृथ्वी तल के वायु दाब से कम होगा। जैसे जैसे हम ऊँचे बढ़ते जाएँगे, वायुदाब कम होता जाएगा। इससे यह स्पष्ट है कि 'वायु दाब ऊँचाई के साथ घटती है।' इस बात का पता सबसे पहले पास्कल (Pascal) नामक वैज्ञानिक ने सन् 1943 में स्वयं पह्नाडियों पर चढ़कर लगाया था। चूँकि ऊपर हवा अत्यधिक विरल होने लगती है, अतः वायुदाब ऊँचाई के साथ घातांकीय नियमों से घटता

है। यदि पृथ्वी तल पर वायुदाब P हो तो 6 कि.मी. पर दाब $\frac{P}{2}$ 50 कि.मी. की ऊँचाई

पर $\frac{P}{1000}$ और 100 कि.मी. की ऊँचाई पर $\frac{P}{10,00,000}$ के लगभग होगा।

2 21 इकाई (Unit)

वायुदाब की मीट्रिक इकाई टाइन प्रति बग स मी है, परन्तु बैरोमीटर में यह पारद स्तम्भ की उस ऊँचाई (से मी) के रूप में व्यक्त की जाती है, जो वायुदाब के समतुल्य पर बैरोमीटर नली में खड़ा होता है। समुद्र तल पर बैरोमीटर का औसत पाठक 76 से मी होता है।

अतः समुद्र तल पर औसत वायुदाब = $76 \times 13.6 \times 981 = 1013.250$ डाइन/से मी²

वायुदाब की बड़ी इकाई 10⁶ डाइन/से मी² के बराबर है। यह परिमाण समुद्र तल पर औसत वायुदाब के क्रम (order) का है। भौतिकी में यह इकाई वायुमण्डल (atmosphere) और मौसम विज्ञान में बार (bar) कहलाती है।

अतः 1 वायुमण्डल = 1 बार = 10⁶ डाइन/से मी²

मौसम विज्ञान की सर्वाधिक प्रचलित इकाई मिलीबार है, जो एक 'बार' के हजारवें भाग के बराबर है। इस प्रकार

1 बार = 1000 मिलीबार

और 1 मिलीबार = 1000 डाइन/से मी²

अतः औसत समुद्रतलीय वायुदाब = 1013.25 मिलीबार

2 22 वायुदाब का माप (Measurement of atmospheric pressure)

वायुदाब मापी दो प्रकार के होते हैं

(1) पारद वायुदाब मापी (Mercury Barometer)

फोटिन और क्यू प्रकार (Kew pattern) के बैरोमीटर इस श्रेणी के हैं। दोनों ही, एक मीटर लम्बे शोशे की नली में पारा भरने के सिद्धांत पर बने हैं। फोटिन के निचले भाग में चमड़े की एक थैली (cistern) होती है, जिसमें स्थिर पारे तल को, पाठक लेने से पहले एक सूचक (pointer) से स्पष्ट करना पड़ता है क्योंकि पमाने का शून्य, सूचक की नोक से ही आरम्भ होता है। क्यू प्रकार में पाठक की सुविधा के लिए थैली सिस्टन व्यवस्था को हटा दिया गया है। इस अंतर का क्यू वायुदाब मापी के पमाने का अकीकृत (Calibrate) करते समय सामंजस्य (adjustment) कर लेते हैं। क्यू पमाने का प्रत्येक खाना फोटिन पमाने के खाने से थोड़ा सङ्कुचित होता है। सङ्कुचन गुणक (K) का निम्न लिखित मान साधारण गणना से प्राप्त किया जा सकता है

$$K = \frac{A}{A+a}$$

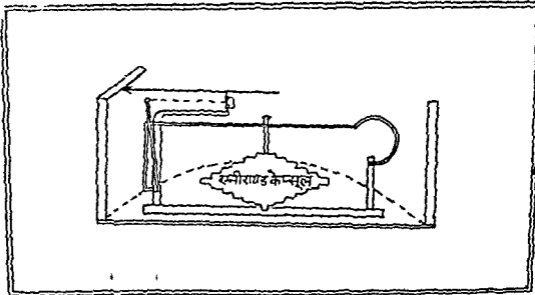
जहाँ A, और a क्रमशः सिस्टन तथा पारद नली के अनुप्रस्थ काट के क्षेत्रफल हैं।

अतः क्यू वायुदाब मापी का एक खाना = K फोटिन का एक खाना।

(2) निद्रव्य दाबमापी (एनोरायड बैरोमीटर)

पनारीदार (Corrugated) घातु सयनी डिस्क के आकार के कुछ बक्सों की

एक कतार होती है। प्रत्येक बक्से के अंदर से हवा निकाल दी जाती है। दाब बढ़ने से इन बक्सों में सकुचन होता है तथा दाब घटने से ये फूल जाते हैं। बक्सों की मोटाई में यह परिवर्तन बहुत थोड़ा होता है, जिसे लीवर प्रणाली से आवर्धित कर लिया जाता है। दाब के परिवर्तन से एक निर्देशक (स्वाइचर) गतिशील हो उठता है, जो एक गोलाकार पैमाने पर घूमकर दाब का माप बतलाता है।



चित्र 21

बैरोग्राफ—बैरोग्राफ वह यंत्र है, जो किसी स्थान पर दाब का मान स्वयमेव, हर क्षण अंकित करता जाता है। यह मूल रूप से निम्न दाबमापी ही होता है, जिसकी लीवर प्रणाली से एक पेन धाम सम्बन्धित कर दिया जाता है और इस पेन धाम का एक बेलनाकार बलाक ड्रम से लिपटे चाट पर टिका दिया जाता है। बलाक ड्रम अपने कक्ष पर घूमता रहता है और 24 घण्टे में एक चक्कर पूरा करता है, इस प्रकार, वह स्वयं ही थड़ी भौति समय-सूचक बन जाता है। घट पेन धाम की कलम, ड्रम पर लिपटे चाट पर 24 घण्टे लगातार दाब का मान अंकित करती जाती है। यह चाट बैरोग्राम (Barogram) कहलाता है।

2.23 मैदानी मौसम वेधशालाओं में अधिकतर न्यू-वायुदाब मापी का प्रयोग होता है, किंतु पहाड़ी स्थानों में सिस्टन व्यवस्था के कारण फोर्टिन बैरोमीटर ही उपयोगी है क्योंकि दाब कम होने पर नली से अतिरिक्त पारा सिस्टन में भा सकता है। फोर्टिन, न्यू प्रकार के मुकाबले ज्यादा सही भी होता है, क्योंकि पारद नली और सिस्टन की हर बिंदु पर समता (यूनिफार्मिटी) की गारण्टी न होने के कारण, A और a का विलुप्त सही मान मात करना असम्भव है। अतः सकुचन गुणक का द्रुटिपूर्ण रहना स्वाभाविक है।

2.24 वायुदाब मापी के पाठक में निम्नलिखित सशोधन करने के बाद किसी स्थान का सही वायुदाब लिखता है।

(1) निदेशांक समायोजन (Index-Correction)

पैमाने का शून्य सही न होने से, पैमाने के पाने द्रुतिपूर्ण होने से अथवा नली में पारे के ऊपर का शून्य स्थान अशुद्ध होने से, पाठांक गलत हो सकता है। मान लीजिए यह द्रुति δ के बराबर है। तब यदि वायुदाब का पाठांक P और वास्तविक वायुदाब p हाने

$$P = p + \frac{2T}{r} + \delta,$$

जहाँ $\frac{2T}{r}$ पारद तल पर लगन वाला जलीय तनाव (Surface tension) का बल है। T

पारे का जलीय तनाव और r नली की त्रिज्या है। व्यंजक $\frac{2T}{r} + \delta$ निदेशांक द्रुति कहलाती है। और,

निदेशांक समायोजन = निदेशांक द्रुति।

सामान्यतः किसी वायुदाब मापी की निदेशांक द्रुति उसके और एक मानक (स्टैंडर्ड) वायुदाब मापी के पाठांक की तुलना करके ज्ञात की जाती है। मानक के पाठांक से जितना अंतर होगा, वही दाबमापी की निदेशांक द्रुति होगी। किसी वायुदाब मापी को इस्तेमाल में लाने से पूर्व उनकी निदेशांक द्रुति ज्ञात कर लेनी आवश्यक है।



चित्र (22)

2 तापमान (Temperature) और गुरुत्व (Gravity) समायोजन

तापमान बदलने के साथ, वायुदाब मापी के पैमाने तथा पारे में प्रसार या सकुचन हो सकता है, जिसका परिमाण भिन्न तापमानों पर अलग अलग होगा।

इसी प्रकार, स्थान के साथ गुरुत्व शक्ति बदलते रहने के कारण, विभिन्न स्थानों के वायुदाब मापियों के पाठांकों में एक तुलनात्मक द्रुति पायी जाती है।

इसलिये सबके पाठांकों में एक-रूपता स्थापित करने के लिए विश्व मौसम संधि ने सन् 1957 में नया दाबमापी सम्मति (Convention) घोषित किया। इसके अनुसार, पैमाने और पारे, दोनों के लिए मानक तापमान 0°C और मानक गुरुत्व 980.665 से.मी./सेकेंड² मान लिया गया है। गुरुत्व का यह परिमाण लगभग 45 अंश अक्षांश पर मिलता है।

किसी भी तापमान और गुरुत्व पर लिए गये पाठांक को, मानक तापमान और मानक गुरुत्व पर समायोजित करना पड़ता है। इहे क्रमशः तापमान और गुरुत्व समायोजन कहते हैं।

मान लीजिए, किसी स्थान पर पारद स्तम्भ की ऊँचाई h गुरुत्व g और उस तापमान पर पारे का घनत्व d है। यदि पारे की वास्तविक ऊँचाई H हो तो

$$hdg = H d_0 g_n,$$

जहाँ $d_0, 0^\circ\text{C}$ पर पारे का घनत्व तथा g_n , मानक गुरुत्व है।

$$\text{अतः } H = \frac{hdg}{d_0 g_n}$$

स्पष्ट है कि 45° अक्षांश से नीचे के स्थानों पर गुरुत्व समायोजन क्रियात्मक होगा।

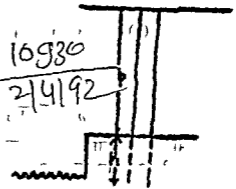
(3) उपर्युक्त समायोजन लागू करने के बाद हमें स्टेशन स्तर पर सही दाब मिलता है। किन्तु यह स्तर विभिन्न वेधशालाओं में अलग-अलग होता है। अतः दाब प्रेक्षकों को सर्वत्र तुलनात्मक बनाने के लिए, उन्हें माध्य समुद्र तल (मीन सी लेवल) पर अवतरित (रिड्यूस) कराया जाता है। माध्य समुद्र तल एक काल्पनिक तल है, जहाँ वायुदाब 1013.25 मिलीबार माना जाता है। इसके लिए स्टेशन स्तर दाब में, उस काल्पनिक वायु स्तम्भ का दाब जोड़ना पड़ता है जो माध्य समुद्र तल से स्टेशन तक खड़ा है। चित्र (23) के अनुसार यदि स्टेशन स्तर पर दाब p हो तो माध्य समुद्र तल पर अवतरित दाब

$$p' = p + p_1$$

जहाँ p_1 माध्य समुद्र तल से स्टेशन स्तर की वायुस्तम्भ का दाब है।

230 दाब और ऊँचाई (तु गता)

दाब, ऊँचाई के साथ कम होता जाता है। किसी निश्चित ऊँचाई पर दाब की यह कमी, भूमितल से उस ऊँचाई तक इकाई क्षेत्रफल पर खड़े वायु-स्तम्भ के भार के बराबर होगी। यह भार हवा के घनत्व अथवा तापमान पर निर्भर करता है।



चित्र (23)

हवा, चूँकि ऊपर विरल होती जाती है, अतः विभिन्न दाब स्तरों पर मिलीबार दाबान्तर के लिए वायु-स्तम्भ की ऊँचाइयाँ अलग-अलग होती हैं। एक मोटे अनुमान के अनुसार एक मिलीबार दाबान्तर के समकक्ष ऊँचाई

- 1000 मिलीबार पर 8.5 मीटर,
- 500 मिलीबार पर 15.0 मीटर और
- 100 मिलीबार पर 63.0 मीटर होगी।

231 दाब और ऊँचाई में सम्बन्ध—लाप्लास सूत्र

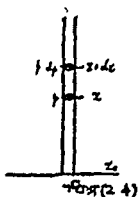
भूमितल से Z ऊँचाई पर मान लीजिए वायुदाब p है।

इस सतह पर dZ ऊँचाई की एक पतली तह पर विचार कीजिए, जिनके ऊपरी तल पर दाब $p-dp$ है।

$$-dp = \text{तह } dZ \text{ में स्थित वायु का भार} \\ = g \rho dZ \quad (i)$$

जहाँ ρ , तह में स्थित हवा का घनत्व है।

सावलीविक (यूनीवर्सल) गैस नियम के अनुसार $p \alpha = RT$, (ii)



जहाँ T निरपेक्ष तापमान, R सावलीविक गैस स्थिरांक और ρ वायु का विशिष्ट आयतन (आयतन प्रति इकाई मात्रा है)।

$$\alpha = \frac{\text{आयतन}}{\text{मात्रा}} = \frac{1}{\rho} \quad (iii)$$

$$(ii) \text{ और } (iii) \text{ से } \rho = \frac{p}{RT} \quad (iv)$$

ρ का मान (i) में रखने से

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz \quad (v)$$

यदि g का ऊँचाई के प्रति परिवर्तन छोड़ दिया जाए और T के स्थान पर z_0 और z के बीच का औसत तापमान T रख दिया जाए, तो

$\frac{g}{RT}$ अचर (Constant) हो जाएगा। तब,

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} \int_{z_0}^z dz$$

या $I_n \frac{p}{p_0} = -\frac{g}{RT'} (z - z_0)$, जहाँ p_0 , z_0 स्तर पर वायुदाब है,

मध्य समुद्र तल पर $z_0 = 0$

अतः मध्य समुद्र तल से दाब तल p की ऊँचाई,

$$Z = \frac{RT'}{g} I_n \frac{p_0}{p} = \frac{23026 RT'}{g} \log \frac{p_0}{p}$$

$$\text{या } Z = kT' \log \frac{p_0}{p} \quad (vi)$$

यह लॉगलास सूत्र कहलाना है।

2.32 T' का मान केल्विन इकाई में दिया जाना चाहिए। यदि Z की इकाई मीटर हो, तो $K = 67.4$ और यदि Z फीट में ली जाए, तो $K = 221.1$ ।
धारा 2.31 के समीकरण (v) से

$$(i) dZ = -\frac{RT}{g\rho} dp$$

यदि $dp = 1$ मिलीबार हो, तो R और g का मान उपयुक्त समीकरण में रखने से

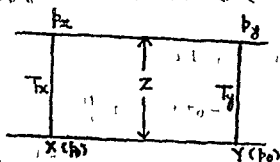
$$dZ = 28.3 \frac{T}{p} \text{ मीटर होगा।}$$

इस प्रकार, p दाब स्तर पर एक मिलीबार दावान्तर के समकक्ष ऊँचाई $= 28.3 \frac{T}{p}$ मीटर,

जहाँ, T , केल्विन इकाई में तापमान और p , मिलीबार में दाब है।

2.33 जिस स्थान पर वायु पतों का औसत तापमान अधिक होता है, वहाँ पतों के ऊपरी तल पर सामान्यतः उच्च दाब बन जाता है।

मान लीजिए, भूमितल पर X और Y दो स्थान हैं, जहाँ वायुदाब समान (p_0) है।



चित्र 2.5

दोनों स्थानों पर Z ऊँचाई की वायु पत का औसत तापमान T_x और T_y इस प्रकार है
 $T_x > T_y$ (i)

लाप्लास सूत्र के अनुसार,

$$Z = KT_x \log \frac{p_0}{p_x} = KT_y \log \frac{p_0}{p_y} \quad (ii)$$

जहाँ p_x और p_y क्रमशः स्थान X और Y पर पतों के ऊपरी तलों के दाब हैं।

$$(i) \text{ और } (ii) \text{ से } \log \frac{p_0}{p_x} < \log \frac{p_0}{p_y}$$

$$\text{या } \frac{p_0}{p_x} < \frac{p_0}{p_y} \quad \text{या } p_x > p_y \quad (iii)$$

2.34 उपयुक्त व्यञ्जक से स्पष्ट है कि यदि किसी स्थान की वायुपत के ऊपरी सतह का दाब अधिक हो, तो उस पतों का औसत तापमान भी अधिक होगा।

2.35 उदाहरण

प्रश्न—यदि स्टेशन A पर दाब और तापमान का मापन निर्मापित हो, ता 700 मिलीबार स्तर की ऊँचाई ज्ञात कीजिए।

दाब (मिलीबार)	तापमान (°C)
1014 (माध्य समुद्र तल)	16
1000	14
900	10
800	8
700	5

हल—इस प्रश्न में चार वायु-तह (1014-1000, 1000-900, 900-800 और 800-700 मिलीबार) दिए गए हैं। इन तहों की प्रत्येक प्रत्येक मोटाई (thickness) ज्ञात करके जोड़ देने से 700 मिलीबार की सही ऊँचाई ज्ञात हो जाएगी।

$$\text{पहले तह (1014-1000) का औसत तापमान } T' = \frac{16+14}{2} = 15^{\circ}\text{C}$$

$$= 288^{\circ}\text{K}$$

$$\text{इस तह की मोटाई, } Z_1 = KT' \log \frac{p_0}{p}$$

$$= 67.4 \times 288 \log \frac{1014}{1000} = 116.5 \text{ मीटर}$$

$$\text{दूसरे तह (1000-900) का औसत तापमान } = \frac{14+10}{2} = 12^{\circ}\text{C}$$

$$= 285^{\circ}\text{K}$$

$$\text{इस तह की मोटाई, } Z_2 = 67.4 \times 285 \times \log \frac{1000}{900}$$

$$= 879.6 \text{ मीटर}$$

$$\text{इसी प्रकार, } Z_3 = 67.4 \times 282 \log \frac{900}{800}$$

$$= 971.2 \text{ मीटर}$$

$$\text{और } Z_4 = 67.4 \times 279.5 \times \log \frac{800}{700}$$

$$= 1092.6 \text{ मीटर।}$$

अतः 700 मिलीबार स्तर की अभीष्ट ऊँचाई

$$Z = Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4$$

$$= 2959.9 \text{ मीटर}$$

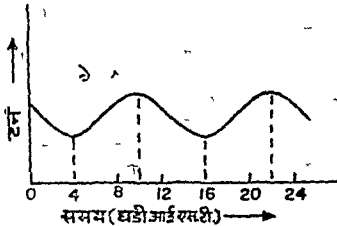
2.40 एक स्थान पर दाब का चलन (Variation of pressure at a place)

किसी स्थान पर दाब में निम्नांकित प्रकार के चलन होते हैं —

- 1 दैनिक चलन (Diurnal Variation) ।
- 2 मौसमी चलन (Seasonal Variation) ।
- 3 अनियमित दाब चलन, जैसे—

— गतिशील दाब प्रणालियों के अभाव से उत्पन्न चलन ।

(1) दैनिक चलन



चित्र (2.6)

दाब का दैनिक चलन एक नियमित दोलन (Oscillation) है, जो 24 घण्टे में दो बार निम्नतम, और दो बार उच्चतम, प्रदर्शित करता है ।

स्थानीय समय के अनुसार, सुबह 4 बजे और शाम के 4 बजे दाब निम्नतम और सुबह 10 बजे तथा रात के 10 बजे उच्चतम होता है ।

दाब उच्चतम और दाब निम्नतम का अंतर, अर्थात् दाब चलन का परिसर (रन्ज) भूमध्य रेखा पर सबसे अधिक होता है और फिर अक्षांशों के साथ लगातार घटता जाता है । ध्रुवीय अक्षांशों पर दैनिक चलन नगण्य हो जाता है ।

दैनिक दाब चलन के औसत परिसर के आँकड़े इस प्रकार हैं—

भूमध्य रेखा पर = 5.08 मिलीबार

मध्य अक्षांशों में = 1.38 मिलीबार

ध्रुवीय क्षेत्रों में = अत्यल्प

इस अर्द्ध दैनिक विचलन का कारण ताप जनित (thermal) है । 24 घण्टों में तापमान एक बार निम्नतम और एक बार उच्चतम होता है । इनमें से प्रत्येक, वायुमण्डल में एक दोलन उत्पन्न करता है, जिसका प्राकृतिक दोलन समय 12 घण्टे का है । फलस्वरूप, हर 12 घण्टे में किसी स्टेशन के वायुमण्डल में एक बार सकुचन (compression) और एक बार प्रसार (expansion) होता है । सकुचन के समय दाब उच्चतम और प्रसार के समय निम्नतम हो जाता है । इस तरह हर 6 घण्टे के बाद सकुचन और प्रसार की लहरें क्रमशः आती रहती हैं ।

(2) मौसमी चलन

ऋतुओं के अनुसार किसी स्थान पर दाब वा परिवर्तन, मुख्य रूप से वहाँ की भौगोलिक अवस्था पर निर्भर करता है, क्योंकि सूर्य की ऊष्मा विभिन्न सतहों को अलग अलग मात्रा में गम करती है। स्थलीय भाग, गर्मियों में शीघ्र सूर्य की ऊष्मा ग्रहण करके जल की अपेक्षा अधिक गम हो जाता है। सर्दियों में शीघ्र ऊष्मा छो देने के कारण स्थल भाग, जल की अपेक्षा अधिक ठंडा रहता है। इसके कारण निम्नांकित हैं—

1 सूर्य की किरणें जमीन में कुछ सेण्टीमीटर से ज्यादा प्रवेश नहीं कर पाती, जबकि जल में वे लगभग 10 मीटर की गहराई तक घुसती हैं।

2 मिट्टी की विशिष्ट ऊष्मा जल की अपेक्षा बहुत कम है।

3 जल में सवाहिक धाराएँ (convective current) उत्पन्न हो जाती हैं जो ऊष्मा को दूर दूर तक फला देती हैं। भूमि पर ताप वा स्थानांतरण सिर्फ संचालन विधि में ही होता है और मिट्टी की संचालकता बहुत कम है।

उपरोक्त कारणों से गर्मियों के दिनों में स्थल वा भाग निम्न दाब का क्षेत्र बन जाता है, जबकि जल का भाग अपेक्षाकृत उच्च दाब का क्षेत्र रहता है। सर्दियों में जल का भाग अधिक गम होने से निम्न दाब क्षेत्र बनता है और स्थल वा भाग ठंडा होने के कारण उच्च दाब क्षेत्र। यह कारण दैनिक स्तर पर भी प्रभाव डालता है, जिसके कारण दिन में स्थल क्षेत्र का दाब जल की अपेक्षा कम और रात में ज्यादा होता है।

2 50 तु गता मापी (Altimeter)

दाब और ऊँचाई के अत सम्बन्धों के आधार पर दाबमापी के पमानों को इस प्रकार अंकित किया जा सकता है कि उमसे दाब के स्थान पर सीधे ऊँचाई का माप बढ़ा लिया जाए। यह यंत्र 'दाब तु गता मापी' कहलाता है। इसके अलावा, रेडियो ऊँचाई मापी भी होते हैं, जो मौसम परिस्थितियों पर आधारित न होकर स्वतंत्र रूप से ऊँचाई नापते हैं। अत इनका बखान यहाँ नहीं किया जा रहा है।

2 51 हम देख चुके हैं कि दाब और ऊँचाई का सम्बन्ध सवथा अचल (invariant) नहीं है। यह सम्बन्ध भूमितल के दाब और विचाराधीन पत के तापमान पर आश्रित है, जो समय और स्थान के अनुसार परिवर्तनशील है। अत इन दो तत्वों की किसी सुनिश्चित दशा में ही तु गता मापी सही ऊँचाई का माप दे सकता है। जहाँ पर दाब और तापमान, इन सुनिश्चित दशाओं से भिन्न हैं, वहाँ इस अंतर के लिए पूर्व निर्धारित त्रुटि संशोधन द्वारा सही ऊँचाई ज्ञात की जा सकती है।

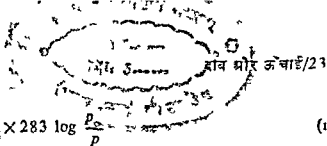
इस आधार पर वन दो प्रकार के दाब तु गता मापी हैं।

(1) समताप तु गता मापी (आइसोथर्मल ब्याल्टीमीटर)

इसका आधार यह परिच्छेपना (Hypothesis) है कि वायुमण्डल हर ऊँचाई पर 10° वा समान तापमान रखता है।

$$\text{इस प्रकार } T' = 283^\circ\text{K}$$

अत किन्हीं दो दाब तलों p_0 और p के बीच की ऊँचाई Z जो समताप ऊँचाई-मापी द्वारा प्रदर्शित होगी, निम्नांकित सूत्र द्वारा बताई जा सकती है—



$$Z_1 = K \times 283 \log \frac{P_0}{P} \quad (i)$$

अब यदि वास्तविक ऊँचाई Z_r हो तो—

$$\frac{10930}{214/92} \quad (ii)$$

$$Z_r = K T' \log \frac{P_0}{P}$$

$$\frac{Z_r}{Z_1} = \frac{T'}{283} = \frac{283+t}{283} = 1 + \frac{t}{283}$$

जहाँ t , मानक तापमान 10° से वास्तविक तापमान का विचलन है। अतः

$$Z_r = Z_1 + \frac{t}{283} Z_1$$

$$\text{या } Z_r = Z_1 \left(1 + \frac{t}{300} \right) \quad (\text{लगभग}) \quad (iii)$$

इस गणना द्वारा प्रदर्शित (indicated) ऊँचाई से, वास्तविक ऊँचाई ज्ञात कर सकते हैं। यह एयररी (Airy) का नियम कहलाता है।

उदाहरण— एक उड़ते हुए वायुयान का तु गतामापी 200 मीटर की ऊँचाई प्रदर्शित कर रहा है। यदि वहाँ बाहरी हवा का तापमान 14°C और ह्रास दर 8°C प्रति किलोमीटर मान ली जाए, तो जहाज की वास्तविक ऊँचाई ज्ञात करो।

तल से 2000 मीटर ऊँचे पत का औसत तापमान
 (अर्थात् 1000 मीटर ऊँचाई का तापमान)
 $T' = 14 + 8 \times 1 = 22^\circ\text{C}$
 $t = 22 - 10 = 12^\circ\text{C}$

$$\text{अतः सही ऊँचाई } Z_r = 2000 + \frac{12}{300} \times 2000 = 2080 \text{ मीटर}$$

2 52 समताप वायुमण्डल का परिकल्पना और समताप तु गता मापी, वास्तविकता से ज्यादा दूर होने के कारण अब प्रचलन में नहीं है।

(2) आई सी ए ए तु गता मापी

अंतर्राष्ट्रीय वायु यातायात आयोग (International Commission of International Air Navigation) ने एक मानक वायुमण्डल निर्धारित किया, जिसे आई सी ए एन वायुमण्डल कहते हैं। इस निर्धारण को बाद में I C A O (International Civil Aviation Organisation) ने पुनर्गठित किया, जिसके प्राधार पर आई सी ए एन तु गता मापी बनाया गया है। यह निर्धारण मध्य अक्षांशों के लिए है, इसके अनुसार

- 1 वायुमण्डल का रासायनिक गठन समान है और हवा सूखी है।
- 2 गुरुत्वजनित स्वरण 'g' का मान समुद्रतल पर = 980.62 से मी/सेकण्ड²

3 औसत समुद्रतल का दाब = 1013 25 मिलीबार ।

4 औसत समुद्रतल पर हवा का घनत्व = 1225 ग्राम/मीटर³

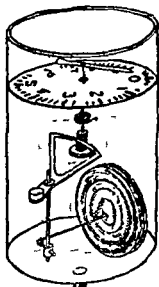
5 औसत समुद्रतल पर हवा का तापमान = 15°C

6 औसत समुद्रतल से Z बिमी ऊँचाई पर तापमान = (15 - 6.5 Z)°C

(अर्थात् ह्रास दर = 6.5°C/किमी) । यह नियम सिर्फ 11 किमी ऊँचाई तक चलता है जहाँ तापमान - 56.5°C हो जाता है । इसके ऊपर यही तापमान स्थिर माना जाता है ।

2.53 ग्रॉस सी ए एन तु गता मापी के पँमाने, I C A N वायुमण्डल की परिकल्पना के आधार पर अंकित किए जाते हैं ।

इसमें एक उप पँमाना (Sub scale) है, जिम पर मिलीबार अंकित हाता है । जब तु गतामापी शून्य ऊँचाई दर्शित करता है तो उप पँमाना यत्र के स्तर पर वायुदाब बढ़ता है । उप पँमाने को किसी भी दाबस्तर पर स्थित किया जा सकता है । किसी हवाई जहाज के उड़ान भरते समय उप-पँमाने को इस प्रकार स्थित किया जाता है कि तु गता मापी उस गमय की सही ऊँचाई प्रदर्शित कर सके । वायुयान के स्थान और समय के प्रति बदलने के कारण, यह ऊँचाई दूसरी हवाई पट्टी पर उतरते समय गलत हो सकती है । अतः उतरने के पहले उप-पँमाने को इस हवाई पट्टी के वायुदाब के अनुसार फिर से सेट करना पड़ता है । यदि यान के मागम दाब घटता जाता है, तो ऊँचाईमापी का पँमाना वास्तविक से अधिक ऊँचाई बढेगा और यदि दाब बढ़ना जाता है तो वास्तविक ऊँचाई से कम । 1 मिलीबार दाबान्तर पर लगभग 8 मीटर ऊँचाई की त्रुटि पायी जाती है ।



कोशमल अल्टीमीटर (तु गतामापी)

चित्र (27)

तु गता मापी के मुख्य पँमाने में साधारणतः तीन सुईयाँ होती हैं । पँमाने के दो अंकों के बीच 5 छोटे खान होते हैं और हर खाना 20 फुट के बराबर होता है । सबसे लम्बी सुई फीट के सँकड़े/दहाई और इकाई में पढ़ती है । मझली और छोटी सुईयाँ क्रमशः हजार और दस हजार फीट की इकाईयो में पढ़ती हैं ।

2.54 एयरी के नियम से स्पष्ट है कि वायुदाब परिवर्तन के अलावा तापमान बदलने से भी तु गता मापी के पाँटाकी से सशोधन की आवश्यकता आ जाती है । यदि वास्तविक ऊँचाई Z_r और प्रदर्शित ऊँचाई Z_i हो तो

$$Z_r = Z_i \left(1 + \frac{\Delta T}{288} \right)$$

जहाँ ΔT भूमितल तापमान का 15°C से विचलन है। यदि विचलन घनात्मक है, तो वास्तविक ऊँचाई, प्रदर्शित ऊँचाई से ज्यादा होगी। अतः सशोधन जोड़ना होगा। विपरीत दशा में सशोधन घटाना चाहिए।

2 60 समकालीन मौसम चार्ट (Synoptic Weather Charts)

मानचित्र पर, जब एक निश्चित समय पर लिये गए विभिन्न स्टेशनों के वायुदाब साथ-साथ भ्रमित करते हैं, तो तुलनात्मक दृष्टिकोण से उनके स्तर (साधारणतः मध्य समुद्रतल) पर अर्थात् वि.ए. जान का कारण स्वन स्पष्ट हो जाता है। वायुदाब के अतिरिक्त अन्य मौसम तत्व, जैसे—तापमान, आद्रता, बादल, तत्कालीन मौसम विवरण आदि सांकेतिक रूप (Symbolic form) में मानचित्र पर भ्रमित किए जाते हैं। यह मानचित्र समकालीन मौसम चार्ट कहलाता है, जो पूरे मानचित्र पर एक निश्चित समय की मौसम प्रणालियों का पूरे क्षेत्र पर एक साथ निरूपण करता है।

विश्व मौसम सघ (World Meteorological Organisation) द्वारा नियत किया गया 00, 06, 12 तथा 18 जी एम टी (ग्रोनविच मीन टाइम) का समय सारे सत्र के लिए मुख्य समकालीन घड़ी (Main Synoptic hour) मानी जाती है। इन घड़ियाँ म. लिए गए प्रेक्षकों के आधार पर सत्र के हर मौसम केन्द्र में समकालीन मौसम चार्ट तैयार किए जाते हैं। भारतीय मानक समय (I S T) के अनुसार, मुख्य समकालीन घड़ियाँ का तुल्याक समय क्रमशः $5\frac{1}{2}$, $11\frac{1}{2}$, $17\frac{1}{2}$, और $23\frac{1}{2}$ बज पड़ता है।

इसके अलावा, 03, 09, 15 और 21 जी एम टी भी समकालीन घड़ी कहलाती हैं। अपनी आवश्यकता के अनुसार मौसम केन्द्र इन घड़ियों में भी समकालीन चार्ट तैयार कर सकते हैं।

2 या 4 मिलीबार के अंतर पर खींचे गए समान वायुदाब की रेखाएँ द्वारा, मौसम चार्ट या विश्लेषण (analysis) करते हैं। इन रेखाओं को समदाब रेखाएँ (I obars) कहते हैं। इन रेखाओं से मानचित्र पर दाब बटन एक नजर में स्पष्ट हो जाता है।

2 61 दाब प्रणालियाँ (Pressure Systems)

समकालीन मौसम मानचित्र पर ये समदाब रेखाएँ विभिन्न आकृतियाँ ग्रहण किया करती हैं। प्रत्येक आकृति एक विशेष मौसम तथा वायु-प्रवाह की दशा व्यक्त करती है। चूंकि समदाब रेखाएँ प्रचलित (Prevailing) वायु-प्रवाह की दिशा में ही खींची जाती हैं, अतः किसी स्थान पर वायु दिशा, उस स्थान के समदाब रेखा पर स्पष्ट रेखा द्वारा जानी जा सकती है। कुछ प्रमुख प्रकार की दाब प्रणालियाँ का संक्षिप्त परिचय नीचे दिया जा रहा है।

(1) सीधे समदाब रेखाएँ (Straight isobars)

सरल रेखा के समानान्तर समदाब रेखाएँ किसी मौसम विशेष की परिचयात्मक न होकर सरल वायु प्रवाह व्यक्त करती हैं। यदि ये रेखाएँ एक-दूसरे के निकट हैं, तो वायुगति तीव्र होगी और यदि समदाब रेखाओं के बीच की दूरी अधिक है, तो उस क्षेत्र में वायुगति हल्की होगी। अर्थात् 6 म इस बात का विस्तार से समझाया गया है।

(2) निम्नदाब (Low pressure)

एक अपेक्षाकृत कम दाब का क्षेत्र, जो लग-
भग वृत्ताकार समदाब रेखाओं द्वारा घिरा होता है,
निम्न दाब कहलाता है। (चित्र 28)। इस वृत्ता-
कार परिधि के केन्द्र पर दाब निम्नतम होता है।
जैसाकि चित्र में दिखाया गया है, वायु प्रवाह
वृत्ताकार पथ पर घड़ी की सुइयों से विपरीत
दिशा में होता है। निम्न दाब जब अधिक गम्भीर
(deep) और कई समदाब रेखाओं से घिरा होता
है, तो प्रवदाब (डिप्रेशन) कहलाता है।

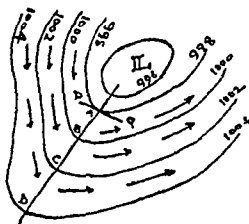


चित्र (28)

बादल, वर्षा, बख़रात, भूका, तूफान, हिमपात आदि की घटनाएँ निम्नदाब से ही
सम्बन्धित हैं। निम्नदाब जितना ही गम्भीर होगा, मौसम और वायु प्रवाह उतना ही तीव्र
होगा। निम्नतम दाब का सबसे गम्भीर रूप, उष्ण कटिबंधीय चक्रवात (ट्रापिकल साइ-
क्लोन) है, जो सैकड़ों किलोमीटर व्यास का क्षेत्र घेरता है तथा समुद्र और तटीय प्रदेशों
में भीषण मौसम उत्पन्न करता है।

(3) निम्नदाब की द्रोणिका (Trough of low pressure)

निम्नदाब क्षेत्र के बाहर की उभरती (elongated) समदाब रेखाएँ प्रायः 'V' की
आकृति का क्षेत्र बनाती हैं, (चित्र 29)। बिन्दुओं A, B, C और D पर जहाँ रेखाओं में



चित्र (29)

घसानक मोड़ पदा होता है, दाब अपने दोनों तरफ (जैसे P और Q) की अपेक्षा कम रहता
है। यह उभरा क्षेत्र निम्नदाब की द्रोणिका कहलाती है और निम्नतम दाब बिन्दुओं A, B
C और D को मलाने वाली तथा द्रोणिका अक्ष (Axis of trough) कहलाती है।

(4) उच्चदाब या प्रतिचक्रवात (एंटीसाइक्लोन)

एक अपेक्षाकृत उच्चदाब का क्षेत्र जो वृत्ताकार समदाब रेखाओं से घिरा होता है, उच्चदाब या प्रतिचक्रवात कहलाता है, (चित्र 2 10)। इसमें वृत्ताकार पथ पर हवाएँ घड़ी की सुइयों की दिशा में चलती रहती हैं। दाब, केन्द्र पर उच्चतम होता है।



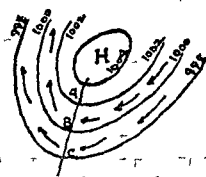
चित्र (2 10)

प्रतिचक्रवात साफ मौसम का प्रतीक होता है। इसमें हवाएँ भी अपेक्षाकृत धीमी चलती हैं

और समदाब रेखाओं के बीच की दूरी-निम्नदाब की तुलना में प्रायः अधिक होती है।

(5) दाब कटक (Ridge)

निम्नदाब की द्रोणिका की भाँति उच्चदाब से बाहर की उभरती प्राकृति दाब कटक कहलाती है। दाब कटक में बिन्दु A, B, C और D—L पर वायु प्रवाह का मोड़ द्रोणिका की भाँति तीखा (Sharp) न होकर प्रायः गोलाकार (Rounded) हाता है। मोड़ बिन्दुओं A, B और C को मिलाने वाली रेखा दाब कटक की अक्ष कहलाती है।

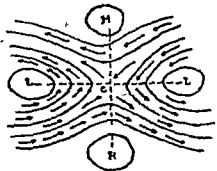


चित्र (2 11)

(6) कॉल (Col)

दो उच्च और दो निम्नदाबों से घिरा क्षेत्र (C) कॉल कहलाता है (चित्र 2 12)। इस क्षेत्र में दाब लगभग समान रहता है। वायु-प्रवाह धीमा और मौसम प्रायः अनिश्चित सा रहता है। द्रोणिका और कटक के अक्षों का कटान बिन्दु कॉल का केन्द्र कहलाता है।

2 62 ममकालीन मौसम चार्टों के अध्ययन से यह स्पष्ट हो जाता है कि दाब प्रणालियाँ स्थान-स्थान पर स्वतः उत्पन्न होती हैं, एक स्थान से दूसरे स्थान तक गतिशील रहती हैं प्रभावित क्षेत्रों में अपनी विशेषता के अनुसार मौसम पैदा करती हैं, अपनी तीव्रता तथा रूप, समय और स्थान के साथ बदलती रहती हैं और क्रमशः स्वयं समाप्त हो जाती हैं। दाब प्रणालियों की गति और तीव्रता का अनुमान लगाना ही मौसम पूर्वानुमान की कुंजी है।



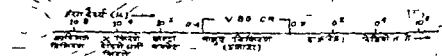
चित्र 2 12

वायुमण्डलीय उष्मा, संतुलन और तापमान (ATMOSPHERIC HEAT, BALANCE AND TEMPERATURE)

3 10 पृथ्वी और वायुमण्डल की ऊर्जा का मूलस्रोत सौर विकिरण ही है। जब हम कायला, तेल, प्राकृतिक गैस या अन्य ईंधन जलाते हैं, तो वास्तव में हम सूर्य द्वारा एकत्र ऊर्जा का ही उपयोग करते हैं जो जीव तथा वनस्पति पदार्थों पर सौर किरणों की सैकड़ों साल की प्रक्रिया के फलस्वरूप उत्पन्न होती है। पृथ्वी को सूर्य द्वारा जितनी ऊष्मा प्राप्त होती है, उसकी तुलना में अन्य नक्षत्रा तथा आकाशीय पिंडों द्वारा प्राप्त विकिरण तथा पृथ्वी के अंतरिक्ष तथा से आती ऊष्मा का मूल्य नगण्य है।

आकार में पृथ्वी से लाखों गुना बड़ा सूर्य, घघकती गसों का एक गोला है, जिसका अनुमानित तापमान लगभग 6000° म० है। इसके द्वारा विसेजित ऊष्मा का अधिकांश भाग अंतरिक्ष में खो जाता है और बहुत ही अल्प भाग पृथ्वी के वायुमण्डल तक आ पाता है। यही ऊष्मा मौसम प्रक्रियाओं के लिये ईंधन का काम करती है। सौर विकिरण पृथ्वी पर कुछ तो सूर्य से सीधे आती है, जिस विकिरण कहते हैं तथा कुछ अंतरिक्ष द्वारा परावर्तित होकर पहुँचती है, जिसे अन्तरिक्ष विकिरण कहते हैं।

3 11 सूर्य द्वारा ऊष्मा तथा प्रकाश का विकिरण विद्युत चुम्बकीय तरंगों के रूप में होता है, जो 186000 मील/सेकण्ड की गति में सीधी रेखा में चलती हैं। प्रकृति में समान होते हुए भी विकिरण अलग अलग तरंग दैर्घ्यों (wave length) के कारण बड़े प्रकार के होते हैं। किसी विकिरण की ऊर्जा, उसकी तरंग दैर्घ्य पर ही निर्भर करती है। साधारणतः बड़े तरंग दैर्घ्य वाले विकिरण अधिक ऊर्जा रखते हैं। तरंग दैर्घ्यों का अनुपात,



चित्र (3 1)

विभिन्न प्रकार के विकिरणों का आयतन एक सरल रेखा चित्र द्वारा चित्र (3 1) व अनुसार दिखाया जा सकता है—विद्युत चुम्बकीय तरंगों के तरंग दैर्घ्य की सामान्य इकाई μ (म्यू) होती जाती है $1\mu = 10^{-6}$ से.मी।

0.3 μ से कम तरंग दैर्घ्य के सौर विकिरण पृथ्वी तक साधारणतः नहीं पहुँच पाते। पराबैंगनी किरणें, आयन मण्डल तथा स्थिर मण्डल में आयनोकरण प्रक्रिया के लिये प्रयुक्त हो जाती हैं तथा प्रतिफलधु तरंगों व बॉस्मिक किरणों ऊपर से ही अत्यन्त वितरित हो जाती हैं।

एक प्रकार सौर विकिरणों द्वारा हमें प्रकाश तथा ताप किरणें प्राप्त होनी हैं। प्रकाश किरणें, जो 0.4 से 0.7 μ तक की तरंग दैर्घ्य रखती हैं और आभा से दिखाई पड़ती हैं कुल विकिरण का लगभग 45% भाग है। शेष भाग ताप विकिरण का है, जो मुख्यतः (लगभग 46%) पराकसनी किरणें तथा अल्पतः (लगभग 9%) पराबैंगनी किरणों (0.3 से 0.4 μ) के रूप में पृथ्वी तल पर पहुँचता है। सूर्य द्वारा प्राप्त सभी विकिरणों को साधारणतः एक नाम 'इन्सोलेशन' द्वारा सम्बोधित किया जाता है।

वायुमण्डल में प्रविष्ट होने वाले कुल विकिरण का लगभग एक चौथाई भाग पृथ्वी गृहण कर पाती है। यह विकिरण उष्मा में परिवर्तित हो जाती है, जिसके कारण पृथ्वी तल में स्वतः विकिरण उत्पन्न करने की क्षमता प्राप्त होती है। कम तापमान के कारण, इस विकिरण में सौर विकिरणों की अपेक्षा, अधिन तरंग दैर्घ्य होती है। पृथ्वी का विकिरण, भू विकिरण या दीर्घ तरंग विकिरण कहलाता है। -

3.12 विकिरण के नियम

विकिरण के सम्बन्ध में प्रतिपादित भौतिकी के अनेक सिद्धांतों में से दो सामान्य नियम इस प्रकार हैं—

(1) स्टीफन का नियम

किसी वस्तु की प्रति इकाई विकिरण की तीव्रता की दर (E), उसके निरपेक्ष तापमान (T) व सतुय घातक के समानुपाती होती है।

अर्थात्

$$E = \sigma T^4$$

जहाँ σ स्टीफन का स्थिरांक कहलाता है। इसका मान निम्नांकित है—

$$\begin{aligned} \sigma &= 82 \times 10^{-12} \text{ कैलोरी से } \text{मी}^{-2} \text{ मिनट}^{-1} \text{ अंश}^{-4} \\ &= 57 \times 10^{-8} \text{ अंश से } \text{मी}^{-2} \text{ सकण्ड}^{-1} \text{ अंश}^{-4} \end{aligned}$$

(2) वीन का नियम

किसी वस्तु के तीव्रतम विकिरण का तरंग दैर्घ्य (λ_m), उसके निरपेक्ष तापमान (T) का व्युत्क्रमानुपाती होता है।

$$\lambda_m = \frac{a}{T}$$

जहाँ 'a' वीन का स्थिरांक कहलाता है।

यदि λ_m 'माइक्रॉन' तथा T 'अंश केल्विन' में व्यक्त किया जाये, तो

$$a = 2940$$

30/मौसम विज्ञान

वीन के नियम से स्पष्ट है कि ठण्डी वस्तुएँ, अपेक्षाकृत दीर्घ-तरंगों का विकिरण करेंगी। उदाहरण दिया—

$$\text{सूर्य के लिए} \quad T = 6000^\circ\text{K (लगभग)}$$

$$\lambda_m = \frac{2940}{6000} = 0.49\mu$$

λ_m का यह मान बरफ पट के γ (नीला) और G (हरा) विकिरण के बीच पड़ता है।

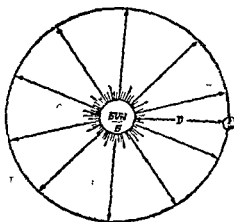
$$\text{पृथ्वी के लिये—} \quad T = 288^\circ\text{K (लगभग)}$$

$$\lambda_m = \frac{2940}{288} = 10.21\mu$$

इस प्रकार, भू विकिरण की तरंग दैर्घ्य, सौर विकिरण से लगभग 20 गुना है।

3.20 वायुमण्डल के शिखर पर सौर विकिरण

पृथ्वी की सतह पर पहुँचने वाले सौर विकिरण की मात्रा, वायुमण्डल द्वारा अवशोषित हो जाने के कारण, उस मात्रा से कम होती है, जो वायुमण्डल के शिखर पर पड़ती है। शिखर पर एक बग सही का क्षेत्र इस प्रकार लीजिये कि उसका तन विकिरण के लम्बवत् पड़े। इस क्षेत्र को प्रति मिनट जितना कैलोरी सौर ऊष्मा प्राप्त होती है, उसे



चित्र (32)

सौर स्थिरांक (मोनर कान्स्टेंट) कहते हैं। अनुमानित तापमान और क्षेत्रफल के अनुसार, सूर्य प्रति मिनट 55.44×10^{26} कैलोरी ऊष्मा अंतरिक्ष में विकिरण करता है। पृथ्वी और सूर्य की औसत दूरी $D (= 9.3 \times 10^7$ मील या 1.50×10^{11} से मी) के बराबर अर्द्ध ध्रुव का एक वृत्त सूर्य का क्षेत्र मानकर लीजिये। यदि सूर्य की ऊष्मा इस वृत्त की परिधि पर समान रूप से पड़ती, मान ली जाये तो वायुमण्डल के इकाई शिखर पर

प्रति मिनट लम्बवत् जाने वाली ऊष्मा की मात्रा—

$$S = \frac{55.44 \times 19^{26}}{4\pi(1.5 \times 10^{23})^2}$$

$$= 1.94 \text{ कैलोरी से मी}^{-2} \text{ मिनट}^{-1}$$

नोट—अत्याधुनिक गणनाओं के आधार पर, सौर स्थिरांक का मान लगभग 2 कैलोरी से मी⁻² मिनट⁻¹ निर्दिष्ट किया गया है।

3.21 यदि पृथ्वी का अर्द्धव्यास $R (= 6.37 \times 10^8 \text{ से मी})$ हो, तो $\pi R^2 S$ सौर विकिरण वायुमण्डल का शिखर ग्रहण कर पाता है। यहाँ वायुमण्डल की ऊँचाई ($= 10 \text{ कि मी लगभग}$) अपेक्षाकृत नगण्य होने से छोड़ दी गई है।

इस सूत्र के अनुसार, प्रतिदिन 3.67×10^{21} कैलोरी सौर ऊष्मा वायुमण्डल के शिखर पर पड़ती है। यह सूय द्वारा विसर्जित कुल ऊष्मा का कोई 20 लाखवाँ भाग है।

यदि यह मान लिया जाए कि वायुमण्डल पर पड़ने वाली समस्त ऊष्मा शिखर तल पर समान रूप से वितरित होती है, तो इकाई क्षेत्र को मिलने वाली ऊष्मा,

$$Q = \frac{\pi R^2 S}{4\pi R^2}$$

$$= \frac{S}{4} = 0.5 \text{ कैलोरी/मिनट}$$

$$= 263 \text{ किलो कैलोरी/वर्ग}$$

3.22 पृथ्वी पर पड़ने वाली सौर विकिरण की मात्रा, हठ रूप से स्थिर नहीं रहती। पृथ्वी और सूर्य के बीच की दूरियों में परिवर्तन होने के कारण S का मान किंचित मात्रा में परिवर्तनशील है। शीत अयनांत (22 दिसम्बर) के बाद, जब पृथ्वी की सूर्य से दूरी निम्नतम होती है, S का मान सर्वाधिक ($2.01 \text{ कैलोरी से मी}^{-2} \text{ मिनट}^{-2}$) होता है। ग्रीष्म अयनांत (21 जून) के बाद, जब पृथ्वी सूर्य से अधिकतम दूरी पर होती है, निम्नतम मान $1.88 \text{ कैलोरी से मी}^{-2} \text{ मिनट}^{-1}$ होता है।

3.23 वायुमण्डल के शिखर के किसी स्थान पर पहुँचने वाली सौर ऊष्मा की वास्तविक मात्रा, स्थान के प्रकाश, वर्ष के समय तथा दिन की वास्तविक लम्बाई पर निर्भर करती है। इसको गणना निम्नांकित सूत्र द्वारा की जा सकती है—

$$Q = \frac{1440}{\pi} S \left(\frac{d}{d_0}\right)^2 \left[(H - \tan H) \sin \phi \sin \delta \right] \text{ कैलोरी से मी}^{-2} \text{ दिन}^{-1}$$

इस सूत्र में,

S = सौर स्थिरांक

d = पृथ्वी की सूर्य से औसत दूरी

d = पृथ्वी की सूर्य से तात्कालिक दूरी

H = दोपहर से सूर्योदय या सूर्यास्त के बीच का घड़ी कोण (आवर काण)

ϕ = स्थान का अक्षांश

δ = किसी दिन के लिए सूर्य का दिक्पात कोण ।

इसका मान एकीमिरीज के आंकड़ों से ज्ञात किया जा सकता है ।

H का मान ϕ तथा δ के पदों में निम्नांकित त्रिकोणमितीय सूत्र द्वारा ज्ञात किया जा सकता है—

$$\cos H = -\tan \phi \tan \delta$$

उपरोक्त सूत्रों द्वारा विभिन्न अक्षांशों पर 20 मार्च, 21 जून, 22 सितम्बर तथा 21 दिसम्बर के लिए शिखर पर आपतित सौर विकिरण की गणना (डब्लिस इलिमेंटरी मेटेरोलोजी) की गई है । यदि 20 मार्च को विषुव रेखा पर आपतित विकिरण को इकाई मान लिया जाय, तो ये आंकड़े इस प्रकार होंगे—

तालिका 3-1

दिन/अक्षांश	0	20 उ	40 उ	60 उ	90 उ
20 मार्च	1 000	0 940	0 766	0 500	0 000
21 जून	0 882	1 044	1 107	1 093	1 201
22 सितम्बर	0 987	0 927	0 956	0 494	0 000
21 दिसम्बर	0 941	0 676	0 307	0 056	0 000

3 30 वायुमण्डल का प्रभाव

जितना सौर विकिरण वायुमण्डल के शिखर पर पड़ता है, वह सबका सब वायुमण्डल को पार कर पृथ्वी की सतह तक नहीं पहुँच पाता । इसका एक भाग बादलों, धूल के कणों तथा वायु अणुओं से टकराकर, अतःरिक्त को वापस परावर्तित या प्रकीर्ण (scattered) हो जाता है । यह भाग कुल आपाती विकिरण का लगभग 32% है । धरती से टकराने पर भी, सौर विकिरण का लगभग 2% उसी रूप में परावर्तित होकर लौट जाता है । ये परावर्तित विकिरण पृथ्वी या वायुमण्डल को कोई ऊष्मा प्रदान नहीं करते ।

परावर्तित तथा कुल आपाती विकिरणों का अनुपात घबलता या अतःरिक्तों कहना जाता है । अतःरिक्तों विभिन्न प्रकार के अणुओं के लिए अलग अलग होते हैं । उदाहरण के लिए बादलों का अतःरिक्त सामान्य भूमि के अतःरिक्तों से 10 गुना से भी अधिक होता है । सारी पृथ्वी तथा वायुमण्डल का सम्मिलित अतःरिक्तों लगभग 34% लिया जा सकता है । एन्ड्रियुस (1919) की गणना के अनुसार इस परावर्तित का मान 43% है, किन्तु यह सख्या स्थिर नहीं है ।

मेघाच्छन्नता, और ऋतुओं के अनुसार, वनस्पति व तुपार क्षेत्रों के परिवर्तन के साथ भ्रलविदो के मान में भारी परिवर्तन हुआ करता है। कुछ विभिन्न सतहों के औसत भ्रलविदो इस प्रकार हैं

सतह — भ्रलविदो (%)

- (i) घासरहित मैदान—7-20
- (ii) रेगिस्तान —24-28
- (iii) घासपुक्त मैदान —14-37
- (iv) हरे-भरे वन —3-10
- (v) तुपार या हिम —46-86
- (vi) नगर —14-18%
- (vii) शान्त जल-सतह—50% जब किरणें 15° के कोण पर गिरती हैं।
—23% जब आपाती किरणों का कोण 60° से अधिक हो।

विभिन्न प्रकार के बादलों से पूर्ण तथा आच्छन्न दशा के लिए भ्रलविदो का मान इस प्रकार है

मेघ प्रकार	भ्रलविदो (%)
स्ट्रेटो कुमुलास	56-81
आल्टोस्ट्रेटस	39-56
धना स्ट्रेटस	78
सिरोस्ट्रेटस	44-50

3 31 परावर्तन और प्रकीर्णन के अतिरिक्त आपाती विकिरण का एक भाग (लगभग 19%) वायुमण्डलीय हवा, मुख्यतः ओजोन, कार्बन-डाई ऑक्साइड तथा जलवाष्प द्वारा शोषित कर लिया जाता है। शोषित विकिरण खो नहीं जाता, बल्कि वायुमण्डल को ऊष्मा प्रदान कर, उसका तापमान बढ़ाने में सहायक होता है।

3 40 पृथ्वी का ऊष्मा-सन्तुलन

कुल आपाती सौर विकिरण का कुछ भाग वायुमण्डल तथा पृथ्वी द्वारा परावर्तित व प्रकीर्ण हो जाता है तथा कुछ भाग वायुमण्डल द्वारा अवशोषित होता है। शेष भाग पृथ्वी तल द्वारा शोषित होता है। यदि पृथ्वी तल को इतनी ऊष्मा की प्राप्ति बिना खर्च निरन्तर होती रहती, तो उसका तापमान लगभग 400°C प्रतिबंध बढ़ता, जिससे सारी पृथ्वी तुरन्त जलकर भस्म हो गई होती, किंतु ऐसा नहीं है। इतनी ऊष्मा शोषित करने के बाद पृथ्वी में, स्वतः विकिरण करने की क्षमता आ जाती है। भू विकिरण, सौर विकिरण वीं अपेक्षा दीर्घ तरंगों के रूप में होता है।

वायुमण्डल की ऊष्मा का मुख्य स्रोत भू विकिरण होता है, जिसका अधिकांश भाग वायुमण्डल द्वारा आत्मसात् कर लिया जाता है, जबकि सौर विकिरण का एक अल्प भाग ही वायुमण्डल शोषित कर पाता है। यही कारण है, कि वायुमण्डल का तापमान ऊष्माई के साथ साधारणतः घटता जाता है।

श्रोत रूप से पृथ्वी का ऊष्मा बजट निम्नांकित आंकड़ों द्वारा प्रस्तुत किया जा सकता है

मान लीजिए वायुमण्डल के शिखर पर कुल आपाती विकिरण = 100 इकाई

(1) बादलों द्वारा परावर्तन = 23 इकाई

(2) पृथ्वी तल से परावर्तन = 7 इकाई

(सीधा और प्रसरित या डिफ्यूज्ड)

(3) वायु मण्डल द्वारा प्रसारित परावर्तन तथा

प्रकीर्णन = 9.6 इकाई

वापस अंतरिक्ष को कुल परावर्तन व प्रकीर्णन = 36 इकाई

(1) वायुमण्डल द्वारा शोषण = 17 इकाई

(2) बादली तथा वायुमण्डल से प्रसारित और प्रकीर्ण विकिरण का पृथ्वी द्वारा अवशोषण = 16 इकाई

(3) सीधे विकिरण का पृथ्वी द्वारा अवशोषण = 31 इकाई

वायुमण्डल और पृथ्वी का तापमान

बढाने वाली कुल सौर विकिरण = 64 इकाई

3.41 पृथ्वी द्वारा शोषित प्रकीर्ण विकिरण का स्पष्टीकरण

सौर विकिरण, जो बादलों तथा वायु कणों से प्रकीर्ण या प्रसरित हो जाता है, पूरा का पूरा अंतरिक्ष को वापस नहीं जाता। उसका एक बड़ा भाग पृथ्वी पर भी आता है और शोषित कर लिया जाता है। जैसाकि उपर्युक्त आंकड़ा से स्पष्ट है इसे सीधे विकिरण की अपेक्षा नगण्य नहीं किया जा सकता। विशेषकर, जब सूर्य निम्न ऊंचाइयों पर चमकता है, तो यह प्रसरित आकाशीय विकिरण (diffused sky radiation), सीधे विकिरण की अपेक्षा अधिक महत्वपूर्ण बन जाता है। मेघाच्छन्न आकाश के दिनों में भी प्रसरित विकिरण, सीधे विकिरण से अधिक शक्तिशाली बन जाता है।

3.42 पृथ्वी तल व दीर्घ तरंग विकिरण के अतिरिक्त बादलों की तरह तथा वायु मण्डल के कण भी अंतरिक्ष को ऊष्मा का विकिरण करते हैं। कुल आपातित तथा बहिर्गामी विकिरण एक अवधि के अंदर ठीक-ठीक एक-दूसरे को संतुलित कर देते हैं। इसी संतुलन के कारण, पृथ्वी बहुत गर्म या बहुत ठण्डी होने से बची रहती है।

पृथ्वी तल पर वास्तव में निम्न अक्षांशों में और ऊष्मा का अधिकतम तथा उच्च अक्षांशों में कमी रहती है। इसका कारण यह है कि निम्न अक्षांशों में प्राप्ति की मात्रा ह्रास से अधिक होती है, जबकि उच्च अक्षांशों (38 अंश से पर) में प्राप्ति ह्रास से कम हो जाती है। कुल वार्षिक सौर विकिरण, विषुव रेखा पर अधिकतम पड़ता है जो अक्षांशों के साथ घटता जाता है। उष्ण कटिबंध में यह ह्रास नगण्य होता है, लेकिन उच्च अक्षांशों में विकिरण का ह्रास तेजी से बढ़ता है और ध्रुवों को विषुव रेखीय सौर विकिरण का लगभग चौथाई भाग ही मिल पाता है।

बाहर जान वाली भू विकिरण का अक्षांसीय चलाव अपेक्षाकृत कम रहता है। चित्र (3.1) से स्पष्ट है कि लगभग 38 अंश अक्षांश से नीचे भू विकिरण की मात्रा

सौर विकिरण से कम होती है। अतः इन क्षेत्रों में ऊष्मा का लाभ होता है। इससे उच्च प्रक्षालो में सौर विकिरण का चक्र, भू विकिरण रेखा से नीचे आ जाता है और इनमें वायविक ऊष्मा की लगभग उतनी ही हानि होती है जितनी कि निम्न प्रक्षालो में लाभ। इस दशा में, निम्न प्रक्षालो की गम और उच्च प्रक्षालो की क्रमशः गम और ठण्डा होते जाना चाहिए। किंतु क्षैतिज वायु प्रवाह तथा महासागरीय धाराओं द्वारा प्रतिरिक्त ऊष्मा को उच्च प्रक्षालो में स्थानांतरित किए जाने के कारण, पृथ्वी तल पर ऊष्मा का वायविक सन्तुलन स्थापित हो जाता है। क्षैतिज ऊष्मा का स्थानान्तरण दो रूपों में होता है

1 गुप्त ऊष्मा

जलवाष्प में निहित गुप्त ऊष्मा उसके प्रवाह के साथ स्थानान्तरित होती रहती है। जल वाष्प के सघनित होने पर यह ऊष्मा प्रगट हो जाती है।

2 सवेद ऊष्मा

ऊष्ण वायु राशियों का प्रवाह।

ऊष्मा स्थानान्तरण की तीव्रता अक्षांशों तथा समय के अनुसार परिवर्तनशील रहती है। दोनों गोलार्द्धों में ही 35 से 45° अक्षांशों के बीच के क्षेत्र में सबसे अधिक ऊष्मा-स्थानान्तरण होता है।

ऊष्मा प्रवाह की तीव्रता, मेरिडियनल ताप प्रवणता की समानुपाती है, अतः शीत गोलार्द्धों में वायु प्रवाह अधिक शक्तिशाली होता है।

3 43 ऊष्मा सन्तुलन

पृथ्वी और वायुमण्डल का ऊष्मा सन्तुलन सक्षिप्त रूप से चित्र (3 3) द्वारा प्रदर्शित किया जा सकता है। ये आंकड़े बुद्धिको व आय द्वारा तयार किये गए हैं। सरलता के लिए, मान लिया जाए कि कुल अपतित सौर विकिरण 100 इकाई है। भू-विकिरण को यदि 15°C तापमान पर कृष्णिका (black body) विकिरण के बराबर मान लिया जाए, तो यह 98 इकाइयों के तुल्य होता है। किंतु इसका यह तात्पर्य नहीं कि पृथ्वी तल, प्राप्त ऊष्मा से कम विकिरण करता है। चित्र में दिए गये आंकड़े पूरा सन्तुलन स्थापित करते हैं।

$$100 \text{ इकाई} = 0.5 \text{ कैलोरी सेमी}^{-2} \text{ मिनट}^{-1}$$

$$= 263 \text{ किलो-कैलोरी-सेमी}^{-2} \text{ वर्ष}^{-1}$$

भू-विकिरण की 98 इकाइयों में से 91, वायुमण्डल द्वारा शोषित कर ली जाती है तथा शेष 7 इकाई उन तरंग दैर्घ्यों के रूप में वायुमण्डल में छोड़ी जाती है, जिनका शोषण नहीं होता। 78 इकाई क्षीम मण्डल से पुनः विकिरण के रूप में पृथ्वी की लौट आती है तथा 57 इकाई अन्तरिक्ष में चली जाती है। पृथ्वी से निकली ऊष्मा की 22 इकाई वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा के रूप में तथा 5 इकाई सवेद ऊष्मा के रूप में वायुमण्डल की प्राप्त होती है।

इस प्रकार, 100 इकाई आपतित लघु तरंग विकिरण, 36 इकाई लघु तथा 64 इकाई दीघ तरंगों के रूप में अन्तरिक्ष का वापस चली जाती है। बजट-सतुलन के आकड़े इस प्रकार दिए जा सकते हैं—

क्षोभ मण्डल

प्राप्ति (इकाई)	ह्रास (इकाई)
लघु तरंगों से—15	अन्तरिक्ष को—57
दीघ तरंगों से—91	पृथ्वी तल को
स्थिर मण्डल से—2	वापसी विकिरण—78
सबहन से—22	
संचालन से—5	
योग 135	योग 135

पृथ्वी तल

प्राप्ति (इकाई)	ह्रास (इकाई)
लघु तरंगों से—47	वायुमण्डल की दीघ तरंगों में—98
दीघ तरंगों से—78	वायुमण्डल को सबहन से—22
	वायुमण्डल को संचालन से—5
योग 125	योग 125

3.50 सौर विकिरण का चलन

पृथ्वी तल के किसी स्थान पर, किसी दिन आपतित कुल विकिरण, (1) सौर स्थिरांक (2) मेघाच्छन्नता व वायु प्रदूषण (3) जमीन का ढाल (4) सूर्योदय से सूर्यास्त के बीच की अवधि, पर निर्भर करता है।

जैसाकि ऊपर स्पष्ट किया जा चुका है, सौर स्थिरांक का मान सूर्य से निकली ऊष्मा और पृथ्वी व सूर्य के बीच की दूरी पर निर्भर करता है तथा इसमें स्थान और समय के साथ बहुत ही थोड़ा चलन होता है, अतः प्रायोगिक रूप से महत्त्वपूर्ण नहीं है।

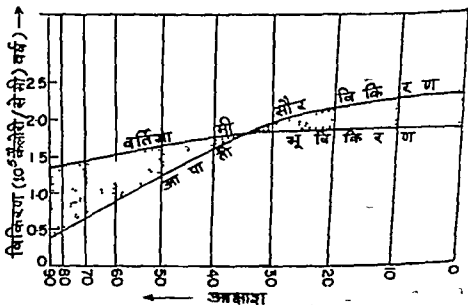
बादल तथा धूल, वाष्प आदि प्रदूषक तत्वों की उपस्थिति में पृथ्वी पर सीधी आने वाली किरणों की मात्रा बहुत कम हो जाती है क्योंकि ये तत्व स्वतः किरणों के शोषण, परावर्तन तथा प्रकीर्णन की क्षमता रखते हैं। उच्च अक्षांशों में सूर्य की कोणिक ऊँचाई कम होने से, किरणों को तिर्यक रूप से वायुमण्डल में अपेक्षाकृत अधिक दूरी तय करनी पड़ती है। अतः बादल तथा प्रदूषक तत्वों द्वारा सीधे विकिरण ह्रास उच्च अक्षांशों में अधिक होता है। सदियों में सूर्य की ऊँचाई और कम होने के कारण यह प्रभाव और महत्त्वपूर्ण हो जाता है।

स्थानीय दोपहर को, जब सूर्य का उन्नतांश अधिकतम होता है, सबसे अधिक विकिरण प्राप्त होता है। उन्नतांश सुबह और शाम के समय कम होने लगता है। उसी अनुपात में दोपहर के पहले और बाद में विकिरण की मात्रा भी घटती जाती है। सूर्य का स्थानीय उन्नतांश ऋतुओं के साथ भी परिवर्तित होता है।

सौर विकिरण पृथ्वी तल पर किस कोण से पड़ते हैं, यह सूर्य के उन्नत कोण के भलावा धरातल के प्रारूप पर भी निर्भर करता है। उत्तरी गोलार्ध में वह भूमि तल,

जिसका ढाल दक्षिण की ओर है, अधिब सीधा विकिरण प्राप्त करता है, जबकि उत्तर की ओर ढालू भूमि छाया में पड़ जाने से सीधे विकिरण से प्रायः वंचित रह जाती है।

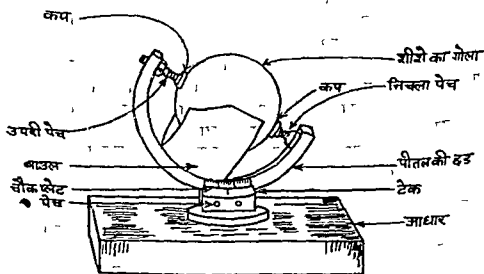
किसी स्थान का प्राप्त विकिरण, सौर प्रकाश की अवधि के समानुपाती होगी, यह स्पष्ट है। यह अवधि अक्षांशों तथा ऋतुओं के साथ परिवर्तनशील है। विषुव रेखा पर



चित्र 34

दिन और रात की अवधि सदैव समान (12 घण्टे) होती है। ध्रुवीय क्षेत्रों की गर्मियों में 24 घण्टे सूर्य का प्रकाश रहता है, जबकि सर्दिया में भूय दिखाई ही नहीं देता।

3.52 सौर प्रकाश और विकिरण की माप



चित्र 35

स्थानीय सौर-प्रकाश (सूर्योदय से सूर्यास्त) की अवधि मापने का सबसे प्रसिद्ध यंत्र कैम्पबेल-स्टोक रिक्काडर कहलाता है। एक अंकित अर्द्ध-वृत्ताकार काष्ठ बोट पर, शीशे के गोले द्वारा सूर्य की किरणों को केंद्रित करते हैं। सूर्य के स्थानान्तरण के साथ, बोट पर चलने की एक रेखा खिंचती जाती है। जलन रेखा की लम्बाई सौर-प्रकाश की अवधि के समानुपाती होगी।

मेघाच्छन्नता की अवधि भी जलन रेखाओं के बीच-बीच में खण्डित भागों के आधार पर ज्ञात की जा सकती है।

सौर विकिरण मापने वाला यंत्र पाइर हीलियोमीटर कहलाता है, जो विद्युत ऊष्मा (thermo-electric) के सिद्धांत पर कार्य करता है। इसका विस्तृत विवरण प्रस्तुत पुस्तक के विषय क्षेत्र से बाहर है।

3 60 तापमान

किसी स्थान पर भूमि तल और उससे सलग्न वायुमण्डल का तापमान आगत सौर विकिरण व बहिगत भू-विकिरणों के अंतर, क्षैतिज वायु प्रवाह तथा सतह की प्रकृति पर निर्भर करता है।

स्थानीय दोपहर को, जब सूर्य का उन्नतांश सर्वाधिक होता है, आगत विकिरणों की तीव्रता उच्चतम होती है। उन्नतांश में अक्षांशीय तथा मौसमी परिवर्तन भी होते हैं, जैसे ग्रीष्म गोलार्द्ध में उन्नतांश सदियों की अपेक्षा अधिक होता है। उन्नतांश ऊष्ण कटिबंधों में गण्य भागों की अपेक्षा अधिक होता है, क्योंकि सूर्य का वार्षिक स्थानान्तरण बक (23½° उ) से मकर (23½° द) रेखा के बीच में ही होता है। अक्षांश इनके बीच प्रत्येक स्थान पर सूर्य दो बार मीघा चमककर वार्षिक सौर विकिरण का दोहरा उच्चतम स्थापित करता है। उच्च अक्षांशों में उन्नतांश घटता जाता है। तापमान चलन मुख्यतः उन्नतांशों के ही समानुपाती होता है। अतः अक्षांशों के साथ घटता जाता है।

बहिर्गामी विकिरण पृथ्वी के तापमान के समानुपाती होने के कारण, यद्यपि दिन में ही अधिक होता है किंतु इसका शीतलन प्रभाव रात्रि में ही प्रमाणावली हो पाता है, जब सौर विकिरण अनुपस्थित रहता है। बहिगत दीर्घ तरंग विकिरणों का अधिकांश भाग बादलों व वायुमण्डल द्वारा शोषित होकर पृथ्वी की ओर पुनः विकिरण द्वारा लौट आता है। यह विकिरण निम्न वायु तहों का तापमान बढ़ाने में सहायक होता है। यही कारण है मेघाच्छन्न रात्रि, साफ आसमान वाली रात्रि से अधिक गर्म होती है। ठंडे प्रदेशों में वनस्पतियों को आवश्यक ऊष्मा प्रदान करने के लिए चारों ओर से शीशे की दीवारों द्वारा ढक देते हैं जिसे ग्रीन हाउस कहते हैं। ये दीवारें लघु तरंगीय सौर विकिरणों को अंदर जाने देती हैं, पर बहिगत दीर्घ तरंगीय ऊष्मा को बाहर जाने से रोक देती हैं। इस प्रकार वनस्पतियों के विकास के लिए आवश्यक ऊष्मा उपलब्ध हो जाती है। आकाश में छाए बादल ग्रीन हाउस जैसा प्रभाव ही प्रस्तुत करते हैं।

इसमें प्राप्त ऊष्मा बराबर होने पर भी, विशिष्ट ताप की विभिन्नता के कारण सतह के तापमान में वृद्धि अलग अलग पायी जाती है। जल का विशिष्ट ताप सर्वाधिक होने के कारण तापमान वृद्धि सबसे कम होती है।

रात्रि को ऊष्मा-ह्रास के समय जल या तापमान ह्रास भी इसी कारण सबसे कम होता है। विशिष्ट ताप के अतिरिक्त, जल का तापमान कम घटने और कम बढ़ने का मुख्य कारण यह भी है कि जल में किरणों अधिक गहराई तक लगभग 10 मीटर प्रवेश करती हैं, जिससे ऊष्मा का वितरण अधिक जल राशि में होना पड़ता है।

3 70 वायु तापमान का माप

मौसम वेधशालाओं में तापमान प्रेक्षणों के लिए भूमि तल से लगभग 4 फुट ऊपर की हवा का तापमान मानक रूप से मान लिया गया है। इसके लिए सड़की के एक बक्स में, जिसे "स्टीवेन्सन स्क्रीन" कहते हैं, 4 तापमापी (थर्मामीटर) रखे जाते हैं। बक्स सड़की के चार पैरों पर लगभग 4 फुट ऊँचाई पर स्थित किया जाता है। इस बक्स में इस प्रकार मुड़ी हुई खिड़कियाँ बटी होती हैं कि थर्मामीटर बाहरी वायु के सम्पर्क में तो रहते हैं, लेकिन सूर्य की किरणों का दर् नहीं जा पाती हैं। बक्स खोलने पर भी सूर्य की किरणों तापमापियों पर न पड़े, इसके लिए उत्तरी गोलार्द्धों की सभी वेधशालाओं में स्क्रीन का मुँह ठीक उत्तर की ओर रखते हैं तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में दक्षिण की ओर। स्टीवेन्सन स्क्रीन और इसमें रखे गए ताप-मापियों का विशेष विवरण अध्याय 7 में दिया गया है।

3 71 चारों तापमापियों का सक्षिप्त परिचय इस प्रकार है

(1) उच्चतम तापमापी

यह एक पारद-तापमापी होता है, जो दिन का उच्चतम तापमान बतलाता है। इसकी बनावट बहुत कुछ डॉक्टरी तापमापी से मिलती है। बल्ब के पास नली अन्दर से इस प्रकार सकरी कर दी जाती है कि तापमान घटने पर सकरी भाग के बाद वाला पारा नीचे नहीं आ पाता, जबकि तापमान बढ़ने पर वह आगे बढ़ने के लिए स्वतंत्र होता है। इस प्रकार यह दिन का उच्चतम तापमान बढाता है।

उच्चतम तापमापी स्क्रीन में क्षतिज अवस्था में इस प्रकार रखा जाता है कि इसका बल्ब दूसरे तिर से लगभग 3 मीलीमीटर नीचे रहे। इससे पारद स्तम्भ के, गुरुत्व के कारण बढ जाने की सम्भावना नहीं रह जाती।

(2) निम्नतम तापमापी

यह निम्नतम तापमान मापन के काम में आता है और इसमें पारे की जगह साधा रणत अल्कोहल का प्रयोग किया जाता है। इसका मुख्य कारण यह है कि अल्कोहल का हिमांक पारे से बहुत कम है, अतः यह उन स्थानों पर भी प्रयोग में लाया जा सकता है, जहाँ तापमान हिमांक से बहुत नीचे पाया जाता है।

यह तापमापी पूर्णतः क्षतिज अवस्था में रखा जाता है। अल्कोहल के घाग में बाले शीशे का एक सूचक छोड़ दिया जाता है। तापमान घटने पर अल्कोहल का सिरा जलीय तनाव (surface tension) के कारण, सूचक को बल्ब की ओर खींच लाता है, किंतु तापमान बढ़ने पर अल्कोहल सूचक और नली के बीच से भाग गुजर जाता है और सूचक में कोई गति नहीं हो पाती। इस प्रकार, सूचक निम्नतम तापमान ही रिकार्ड कर पाता है।

(3) शुद्ध बल्ब तापमापी

यह भागा यत से-टीप्रेड पैमाने वाला साधारण पारद तापमापी होता है, जिस

स्टीवेंसन स्त्रीन में ऊर्ध्वाधर रखते हैं। यह स्त्रीन के स्तर की वायु का तात्कालिक तापमान पढ़ता है।

(4) नम-बल्व तापमापी

वायुमण्डल में जल की वाष्पीकरण करने से वायु का तापमान घटता है क्योंकि वाष्पीकरण के लिए ऊष्मा वायुमण्डल द्वारा ही ग्रहण की जाती है। वायुमण्डल में जल को वाष्पीकृत करने में जितना निम्नतम तापमान प्राप्त किया जा सकता है, उसे नम-बल्व तापमान कहते हैं। यह तापमान इस बात पर निर्भर करता है कि वायुमण्डल की वर्तमान आर्द्रता कितनी है। अतः नम-बल्व तापमान, आर्द्रता के एक माप के रूप में व्यक्त किया जा सकता है।

नम बल्व तापमान इस तापमापी द्वारा मापा जाता है। नम-बल्व तापमापी शुष्क बल्व की ही तरह होता है, किन्तु इसके बल्व पर एक पतले मस्लिन (एक तरह का कपड़ा) की पत लपेट देते हैं। मस्लिन को चार सूती मोटे धागों में बांध देते हैं, और धागों के दूसरे सिरे भासवित (डिस्टिल्ड) जल के बरतन में डुबो देते हैं। इसमें धागों के सहारे जल चढ़कर मस्लिन में लिपटे बल्व को नम रखता है। वाष्पीकरण होने पर इस मस्लिन और बल्व का तापमान गिरता है, क्योंकि भीगे हुए मस्लिन से वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा निकाल ली जाती है। इस प्रकार यह तापमापी नम बल्व तापमान रिकार्ड करता है।

3 72 वायु तापमान के लगातार और स्वयं मापन के लिए थर्मोप्रॉफे नामक यंत्र उपयोग में लाया जाता है जिसका विवरण अध्याय 7 में दिया गया है।

3 73 आस निम्नतम तापमापी

यह तापमापी भूतल के बहुत निकट (कुछ सेंटीमीटर) का निम्नतम तापमान मापता है। कृषि विज्ञान के लिए यह तापमान बहुत महत्वपूर्ण है। बादल रहित रात्रि में भूतल का तापमान विकिरण द्वारा बहुत गिर जाता है। भूतल के आसपास का निम्नतम तापमान, स्त्रीन स्तर के निम्नतम स साधारणतः लगभग $4-5^{\circ}\text{C}$ कम पाया जाता है।

यह निम्नतम तापमापी की भाँति साधारण अल्कोहल तापमापी ही होता है और खुले आसमान में γ के आवार की लकड़ी की खं दिया पर इस प्रकार रखा जाता है कि इसका बल्व छाँटी गई घास के ऊपरी सतह को छूता रहे। सर्दियों में जब फसलों को पाला मारने की आशंका उत्पन्न हो जाए, तो इस तापमान का प्रेक्षण रखना विशेष महत्वपूर्ण हो जाता है।

3 74 इकाई

मौसम वैज्ञानिक कार्यों के लिए भारत में सण्टीग्रेड पैमाने को मानक रूप में स्वीकार कर लिया गया है। इस इकाई को इस पैमाने के आविष्कारक के नाम पर सेल्सियस के नाम में भी जाना जाता है बल्कि अब 'सेण्टीग्रेड' के स्थान पर भारत मौसम विभाग 'सेल्सियस' के प्रयोग को ही अधिक प्रोत्साहन देता है।

फारेनहाइट पैमाना भी कुछ देशों में तापमान मापन के लिए प्रयुक्त किया जाता है, जिसमें हिमांक 32°F तथा क्वथनांक 212°F होता है। सेल्सियस (C) और फारेनहाइट (F) का आपसी सम्बन्ध निम्नलिखित समीकरण द्वारा बताया जा सकता है।

$$\frac{C}{5} = \frac{F - 32}{9}$$

3 75 निरपेक्ष इकाई

किसी वस्तु से ऊष्मा निष्काल लेने से उमकी घातरिक शक्ति कम हो जाती है, जिससे तापमान घट जाता है। लेकिन ऊष्मा निष्कालने की भी एक सीमा होगी। सैद्धांतिक रूप से शून्य किया गया है—273 के तापमान पर सभी वस्तुओं की घातरिक शक्ति शून्य हो जाती है और दशा में उसमें विहित मात्र भी निष्काल, लेना सम्भव नहीं। इस स्थिति को निरपेक्ष शून्य कहते हैं। निरपेक्ष शून्य से कम तापमान नहीं पाया जा सकता।

निरपेक्ष शून्य को मूल बिन्दु मानकर, तापमान के लिए जो सेल्सियस पैमाना तैयार किया जा सकता है, उसे निरपेक्ष पैमाना या सार्वत्रिक पैमाना का नाम पर सेल्सियस पैमाना या (K) कहते हैं। स्पष्ट है कि $0^{\circ}\text{K} = -273^{\circ}\text{C}$
अतः $\text{K} = 273 + \text{C}$

3 76 दैनिक तापमान—निम्नतम

भूमितल के घासपास का तापमान सूर्योदय के ठीक पहले निम्नतम होता है। इसका कारण यह है कि रात्रि में दीर्घ तरंग विकिरण के रूप में ऊष्मा खोते रहने से, भूमितल का तापमान सूर्योदय तक निरंतर घटता रहता है। सूर्योदय होते ही सौर विकिरण की प्राप्ति के कारण, भू-तल के तापमान में बढ़ने की प्रवृत्ति आ जाती है।

चूँकि हवा ऊष्मा का बहुत ही क्षीण संचालक है, अतः भू-तल से केवल कुछ सेण्टीमीटर ऊँची वायु की तह ही भूमितल की ऊष्मा संचालित कर पाती है, यह ऊष्मा भी विकिरण द्वारा खो जाती है। इस प्रकार घास निम्नतम तापमान सूर्योदय के ठीक पहले स्थापित हो जाता है।

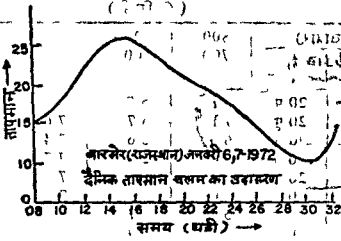
3 77 लेकिन स्टीवेन्सन स्क्रीन स्तर का तापमान सूर्योदय के कुछ मिनट बाद निम्नतम हो पाता है। इसका कारण यह है कि क्षीण संचालक होने के कारण, इस स्तर की हवा का तापमान सूर्योदय के समय निचली वायु तहों की अपेक्षा अधिक होता है। सूर्योदय होने पर समानान्तर किरणों, वायु की स्थिरता भंग कर देती हैं। वायु तहों में बुल-बुल उत्पन्न होकर हलचल उत्पन्न कर देते हैं, जिससे भूमितल से लेकर कुछ ऊँचाई तक की वायु तहों एक-दूसरे से घुल मिल जाती है। इस प्रक्रिया में कुछ ऊँचाई तक की वायुतहों का तापमान सम हो जाता है। स्पष्ट है कि नीचे की अधिक ठण्डी वायु के मिश्रण के कारण, स्क्रीन स्तर की वायु का तापमान कुछ गिर जाता है। इस प्रकार, सूर्योदय के कुछ मिनट बाद तक स्क्रीन का तापमान गिरता रहता है।

3 78 दैनिक तापमान—उच्चतम

किसी स्थान के स्थानीय दोपहर को सूर्य का उन्नतता अधिकतम होता है और इसी समय, उस स्थान पर सर्वाधिक सौर विकिरण प्राप्त होता है। लेकिन उच्चतम तापमान दोपहर के दो-तीन घण्टे बाद स्थापित होता है। इसका कारण निम्नांकित है।

यद्यपि दोपहर के बाद सूर्य द्वारा प्राप्त ऊष्मा की मात्रा घटने पर घटती है तथापि यह मात्रा बहिर्गत भू-विकिरण की मात्रा से जब तक अधिक रहती है पृथ्वी तल

को कुछ न कुछ ऊष्मा लाभ होता रहता है, जिससे तापमान बढ़ते रहना स्वाभाविक है। तापमान उच्चतम उम मनन हो सकता है, जब प्रागत सौर विकिरण और बहिगत विकिरण एक दूसरे के ठीक ठीक बराबर हो जाए। यह सन्तुलन दोपहर के दो-तीन घण्टे बाद ही स्थापित हो पाता है। इसके बाद भी विकिरण, सौर विकिरण पर भारी पडने लगता है तथा तापमान घटना प्रारम्भ हो जाता है। चित्र (3.6) देखिए।



चित्र (3.6)

3.79 दैनिक तापमान चलन

दैनिक निम्नतम और उच्चतम तापमानों के समय के अन्तर पर, तापमान के दैनिक चलन की रूपरखा स्पष्ट हो जाती है। यह समय सममित नहीं है, अर्थात् निम्नतम से उच्चतम तक पहुँचने का समय सूर्योदय से दोपहर के बाद तक (7-8 घण्टे) का है जबकि उच्चतम से निम्नतम तक (16-17 घण्टे) तापमान घटता रहता है।

दैनिक उच्चतम और निम्नतम का अन्तर, दैनिक तापमान परिसर (रेज) कहलाता है। किसी स्थान पर दैनिक तापमान परिसर का मान भौगोलिक स्थिति, वायुमण्डल की स्थिरता, तथा पृथ्वी तल की प्रकृति पर मुख्य रूप से निर्भर करता है। इन तत्वों का विशेष विवरण अध्याय 13 में किया गया है।

3.80 क्षोभमण्डल में ह्रास दर

जैसा कि पहले कहा जा चुका है वायुमण्डल मुख्य रूप से पृथ्वी के दीर्घतरंग विकिरण द्वारा ऊष्मा ग्रहण करता है, न कि लघु तरंग सौर विकिरण से। अतः तापमान क्षोभमण्डल में ऊँचाई के साथ घटता जाता है।

ह्रास दर क्षोभमण्डल में विभिन्न प्रक्षांशों तथा ऋतुओं में 5 से 6°C प्रति किमी के बीच पायी जाती है, जो क्षोभमण्डल के पास कुछ अधिक तीव्र हो जाती है। विभिन्न ऊँचाइयों और प्रक्षांशों पर उत्तरी गोलार्ध के ह्रास दर के अक्ष वायुमंडल प्रोसत तालिका (3 4) में दिए गए हैं।

तालिका (3 4)
ह्रास दर (°C/किमी)

ऊँचाई (मिलीबार)		800-700	700-500	500-300	300-200
स्थिति	देशान्तर				
0 उ	20 पू	61	57	73	73
20 उ	20 पू	71	57	76	76
20 उ	90 पू	65	56	74	62
20 उ	170 पू	30	57	77	71
45 उ	20 पू	44	58	75	23
45 उ	90 पू	50	61	76	26
50 उ	170 पू	57	57	58	07
70 उ	20 पू	60	59	66	14
70 उ	90 पू	30	47	62	15
70 उ	170 पू	32	49	50	07

381 अत्यधिक ऊँचाइयों पर तापमान की धारणा

कोई गैस बहुत अधिक सख्या में अणुओं से मिलकर बनी होती है। ये अणु तीव्र गति से चलते रहते हैं। गैस को यदि ऊष्मा प्रदान की जाए, तो अणुओं की गति और तीव्र हो जाती है। यदि गैस से कुछ ऊष्मा निकाल ली जाए, तो अणुओं की गति कम हो जाती है।

यदि गैसीय अणुओं का औसत वेग v हो, तो उसका तापमान (T), v^2 के समानुपाती होता है।

हवा में रखे गए तापमापी के बल्ब पर वायु अणुओं के सघटन से ऊष्मा उत्पन्न होती है, जिसकी मात्रा अणुओं की गति पर निर्भर करती है। इस तरह बल्ब तापमान ग्रहण करने और नापने में समय हो पाता है। किंतु अत्यधिक वायु ऊँचाइयों पर (100 किमी से ऊपर) वायुवर्ण बहुत ही विरल हो जाते हैं, जिससे अणुओं के बीच की दूरी (मीन की पाय) बहुत बढ जाती है। समुद्र तल पर यह दूरी 10^{-6} से मी के क्रम की होती है, जबकि 50 किमी पर 10^{-2} से मी, 100 किमी पर 1 से मी तथा 400 किमी पर 10^4 से मी के क्रम की हा जाती है।

अतः 100 किमी से अधिक ऊँचाई पर यदि साधारण तापमापी रखा जाए, तो अणुओं के बल्ब से सघटन की सम्भावना बहुत कम रह जाएगी। अतः तापमापी वास्तविक वायु का तापमान ग्रहण नहीं कर सकेगा। इस दशा में तापमापी का बल्ब इतना बढा बनाया जाना चाहिए कि कुछ समय में अणुओं की औसत सख्या सघटित हो जाए ताकि निरूपण समय के बाद बल्ब भासपास की हवा का तापमान औसत रूप में प्राप्त कर सके।

अत स्पष्ट है कि इन ऊँचाइयों पर तापमापियों द्वारा तापमान ज्ञात करना प्रायोगिक नहीं है। यहाँ तापमान की केवल 'गतिज ऊर्जा धारणा' का महत्त्व शेष रह जाता है। 100 कि मी से अधिक ऊँचाइयों पर तापमान ज्ञात करने की कुछ -सैद्धांतिक विधियाँ इस प्रकार हैं

1. अरोरा वायु दीप्ति का स्पेक्ट्रोस्कोपिक प्रेक्षण।
2. अयनमण्डलीय तत्त्वों पर तापमान की निर्भरता।
3. वायुमण्डलीय अवयवों में विकिरण सन्तुलन के सिद्धान्त।

3.82 मौसम और हमारा शरीर

मनुष्य का स्वास्थ्य, शारीरिक शक्ति और आराम पर मौसम एवं जलवायु का जितना प्रभाव पड़ता है, उतना वातावरण के अन्य तत्त्वों का नहीं। यहाँ तक कि शरीर की बनावट तथा रूप रंग भी जलवायु की विभिन्नता के अनुसार, अलग-अलग पाये जाते हैं। मौसम का परिवर्तन हमारी शारीरिक प्रक्रियाओं तथा मानसिक अवस्थाओं को भी प्रभावित करता है, जिसके कारण भोजन, रहन-सहन तथा वस्त्रों में तदनुसार परिवर्तन स्वाभाविक है। कुछ बीमारियाँ भी मौसमी परिवर्तनों के कारण ही उत्पन्न होती हैं।

विभिन्न मौसमी दशाओं का असर हर मनुष्य पर समान नहीं होता। यह उसके विगत जलवायु के अनुभव, उम्र, शारीरिक अवस्था, खान पान तथा रहन-सहन पर निर्भर करता है। प्रभाव के दृष्टिकोण से तापमान, धूप और आद्रता सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्त्व हैं।

3.83 शारीरिक ऊष्मा का सन्तुलन

शारीरिक ऊष्मा ह्रास के स्रोत निम्नांकित हैं

1. त्वचा पृष्ठ द्वारा वाष्पीकरण,
2. श्वसन तंत्रों द्वारा वाष्पीकरण,
3. शरीर के सम्पर्क में आने वाली हवा द्वारा ऊष्मा का सवहनिक ह्रास,
4. विकिरण द्वारा शारीरिक ऊष्मा का ह्रास,
5. शरीर के सम्पर्क में आने वाली वस्तुओं का संचालन द्वारा ऊष्मा ह्रास,
6. फेफड़ों में ली गई ठण्डी हवा।

इन ह्रासों के सन्तुलन के लिए शरीर मेटाबोलिक प्रक्रियाओं द्वारा ऊष्मा को प्राप्त करता है जो भोजन तत्त्वों के पचने से निकलती है। इसके अतिरिक्त सौर तथा भू विकिरणों के अवशोषण से भी शरीर को ऊष्मा मिलती है। प्राप्ति तथा ह्रास में सामंजस्य स्वतः कुछ इस प्रकार निर्धारित हो जाता है कि शरीर अपना सामान्य तापमान (लगभग 98°F) कायम करने में समर्थ रहता है। काली चमड़ी श्वेत चमड़ी की अपेक्षा डेढ़ गुनी अधिक ऊष्मा शोषित करती है। यही कारण है कि धूप में रहने पर काले लोग, श्वेत लोगों की अपेक्षा त्वचा तापमान में अधिक वृद्धि दर्शाते हैं। सवेद तापमान, अर्थात् जो तापमान हमारा शरीर अनुभव करता है, वह थर्मामीटर द्वारा नापे गये, वायु तापमान में भिन्न होता है। सवेद तापमान इस बात पर निर्भर करता है कि शरीर से कितनी ऊष्मा संचालन, सवहन या विकिरण द्वारा हटाई जा रही है, तथा त्वचा की सतह और श्वसन से कितना वाष्पीकरण हो रहा है। दूसरे शब्दों में, वायुगति तथा वायुमण्डलीय आद्रता पर सवेद तापमान निर्भर करता है। इन तत्त्वों के समान होने पर भी सवेद तापमान हर व्यक्ति में अलग-अलग पाया जाता है।

गर्मियों में जब आद्रता कम होती है, तो शरीर भीतलता अनुभव करता है क्योंकि वाष्पीकरण ज्यादा होने से संवेद तापमान कम हो जाता है और जब आद्रता अधिक होती है, तो और अधिक गर्मी सगी सगती है जिस हंग ऊमस कहते हैं।

लेकिन सर्दियों में अधिक आद्रता संवेद तापमान को और घटा देती है क्योंकि इन दिनों शरीर से ऊष्मा का हटाय मुख्य रूप से संचालन और सवहन द्वारा होता है, न कि वाष्पीकरण से। अधिक आद्रता वायुगति में मिलकर संचालन की दर बढ़ा देती है, जिससे शरीर ज्यादा ठण्डक महसूस करने लगता है। इस ताप ह्रास को गम कपडे द्वारा रोक दिया जाता है।

वायुवेग बढ़ने से हर मौसम में संवेद ताप घटता है। किंतु जब वायु का तापमान शरीर के तापमान से बढ़ जाय, तो वायु वेग शरीर को और गम करेगा अर्थात् संवेद ताप बढ़ जाएगा।

व्यक्तिगत कारणों के समावश के कारण, संवेद तापमान को किसी यंत्र द्वारा नापना लगभग असम्भव है।

3.84 आनन्ददायक वायुमण्डल

सामान्य तापमान पर 30 से 70% तक की आद्रता साधारणतः आरामदेह होती है। शांत वायुमण्डल से तापमान और आद्रता के समुक्त प्रभाव पर शारीरिक आराम निर्भर करता है। 20% पर लगभग 85% या इससे अधिक की सापेक्ष आद्रता ऊमस पैदा कर देगी। 25°C पर 60% तथा 30°C पर 44% की आद्रता ऊमस उत्पन्न करने के लिए पर्याप्त है। किंतु यदि वायुगति तेज होगी, तो अधिक तापमान या आद्रता भी त्वचा से वाष्पीकरण को दर बढ़ाकर ठण्डक पैदा कर सकती है, जिससे हम आराम का अनुभव करते हैं। एक अनुमान के अनुसार, वायुमण्डल की सबसे आरामदेह स्थिति तब होती है, जब तापमान 15 से 25°C के बीच तथा सापेक्ष आद्रता 40 से 70% के बीच हो।

हमारे शरीर का तापमान वष भर लगभग स्थिर रहता है। विभिन्न ऋतुओं में 1°C से भी कम तापमान परिवर्तन रिवाज किया जाता है। जब त्वचा का तापमान अधिक होता है, तो पसीना आता है जिसके वाष्पीकरण से त्वचा ठण्डक प्राप्त करती है और तापमान को बढ़ने में रोकता है। इसके अलावा परिश्रम, भावुकता तथा भय आदि से भी खून का प्रवाह बढ़ जाता है, जिससे पसीना छूटने लगता है। भावुकता और भय से निकले पसीने शरीर पर हानिकारक असर डालते हैं क्योंकि इनसे शरीर के किसी भाग से आवश्यक ऊष्मा का ह्रास हो जाता है।

3.85 वस्त्र और मौसम

कपड़ा क्यों पहनते हैं? इसके जवाब के कई पहलू हैं। सांस्कृतिक दृष्टिकोण से कपड़ा सजावट, फंशन, रीति रियाज, प्रतिष्ठा आदि के लिए पहना जाता है। आपात और चोट से बचने के लिए भी कपड़े पहने जाते हैं। जलवायु के दृष्टिकोण से धूप, वर्षा तथा अधिक व कम तापमान से सुरक्षा के लिए कपड़े पहनने आवश्यक हैं। अधिकतर कपड़े के प्रकार और डिजाइन का चुनाव जावायु पर निर्भर करता है।

कपड़े और शरीर के बीच की हवा, बाहरी वायु की भीतलता के लिए अवरोधक का काम करती है और शरीर का ठण्डक से बचाती है। इन काम के लिए हाथ में धुने लीने ऊनी

कपड़े ज्यादा उपयुक्त होते हैं। वायु प्रवाह इन फँसी हुई वायु-पतों को अस्थिर करवे, उनकी अवरोधकता कम कर देते हैं। कुछ सड़ देशों में विद्युत् प्रवाह युक्त गम, सूट के प्रयोग किए गए हैं। लेकिन ये सूट उन लोगों के लिए कारगर नहीं हो सकेंगे, जो इन्हें पहनकर काम-काज में लगेंगे।

गर्मियों में हल्के रंग के कपड़े उपयुक्त होंगे, जो सूर्य की सीधी किरणों भी रोक सकते हैं और शरीर की ऊष्मा के सुलभ स्थानान्तरण के लिए माध्यम भी बन सकते हैं। गर्मियों में कोट, टाई बगैरह पहनना जलवायु के दृष्टिकोण में उपयुक्त नहीं है।

बरसात के दिनों में रबर तेलयुक्त धागों के चाट्टर प्रक कपड़ों में यह नुकसान है कि वे शरीर की आद्रता बाहर नहीं जाने देते, जिससे ऊर्मस महसूस होती है।

386 मौसम और स्वास्थ्य

मौसम का परिवर्तन स्वास्थ्य पर भी असर डालता है। तापमान की अधिकता से ताप तरंगें और ल उत्पन्न होती हैं, जो मृत्यु का कारण भी बन सकती हैं। अधिक गम मौसम में शीतल जल से स्नान करने का काम करता है जो शरीर का तापमान कम रखता है। गर्मियों में शरीर की मेटाबोलिक प्रक्रियाएँ स्वाभाविक रूप से सुस्त हो जाती हैं, जिनसे पेट की खराबी, अपच आदि का खतरा हो सकता है। इन ऋतुओं में गरिष्ठ भोजन विशेष हाविकारक है।

सर्दियों में शीत तरंगें तथा कम तापमान अनेक बीमारियों, जैसे—ग्रायराइटिस, चिलब्लैस, जोडों में दद, जुकाम आदि का कारण बन सकती हैं।

वायुदाब और आद्रता में ज्यादा परिवर्तन से, मास पेशियों में दद तथा सास की तकलीफें हो सकती हैं। हवा ज्यादा खुशक होने से होठों तथा शरीर के अग्र स्थानों में चमड़ी फटने लगती है। एलर्जिक तत्त्व भी आद्रता के परिवर्तन से प्रभावकारी हो जाते हैं।

भोजन की मात्रा और स्तर भी जलवायु, विशेषकर तापमान, द्वारा प्रभावित होती है। सर्दों के दिनों में चर्बी तथा कार्बोहाइड्रेट से युक्त अधिक भोजन की आवश्यकता होती है, जो ठण्डक में शरीर के ताप को सतुलित रख सके। विटामिन, खनिज तथा ऊष्मा की कमी से यूट्रिशन की बीमारियाँ उत्पन्न हो जाती हैं। गर्मियों में अधिक जल, लवण तथा कुछ विटामिन, जैसे—बी, इन बीमारियों से शरीर को सुरक्षित रख सकते हैं।

सौर विकिरण का एक भाग, जिसे इन्फ्रारेड कहा जाता है, हमारे शरीर ग्रहण करता है। इससे शरीर में ऊष्मा उत्पन्न होती है। अतः यह स्वाभाविक है कि हम सर्दियों में खुली, घूप तथा गर्मियों में छाँव में बैठें। रेगिस्तान अथवा बर्फीली पहाड़ियों द्वारा परावर्तित होकर आती चमकती घूप में अल्ट्रावायलेट किरणें पाई जाती हैं, जो आँखों में चकाचौंध करके सरदद पैदा कर सकती है। इनके तीव्र प्रभाव से कभी-कभी लोग अंधे भी हो जाते हैं। अल्ट्रावायलेट किरणों में डी-विटामिन पाई जाती है। किंतु यह अधिकतर चमड़ी को जला देने की क्षमता रखती है। यह बात नोट कर लेनी चाहिए कि गिरे लोगों पर य किरणों काले लोगों की अपेक्षा जल्दी असर डालती है। सफाई, पोषण—(यूट्रिशन), शारीरिक क्रियाएँ तथा अग्र कारणों के अलावा बीमारियाँ उत्पन्न होने और फैलने का एक प्रमुख कारण जलवायु भी है। जलवायु हमारे स्वास्थ्य पर दो प्रकार से असर डालता

है, —(1) विभिन्न रोगाणुओं का प्रजनन और वृद्धि निर्धारित मौसमी दशाओं में ही सम्भव हो पाती है। तथा (ii)—मौसम और जलवायु शरीर की बीमारियाँ के प्रति प्रतिरोधक शक्ति को कम या अधिक करने की क्षमता रखते हैं।

ऊष्ण कटिबन्धीय देश उच्च तापमान और नम जलवायु के कारण अनेक रोगाणुओं के पनपने के लिए उपयुक्त हैं, जो उच्च अक्षांशों में नहीं मिलते। लेकिन सदियों में टासिल और गले की खराबियाँ, निमोनिया, इन्फ्लुएन्जा और बसंत ऋतु में स्कारलेट बुखार उच्च अक्षांशों में अधिक प्रचलित हैं। अधिक ऊँचाई वाले क्षेत्रों में वायुदाब की कमी अनेक श्वास की बीमारियाँ उत्पन्न कर सकती है।

स्वस्थ जलवायु में ताजी हवा, धूप तथा उपयुक्त तापमान और नमी, शरीर की रोग प्रतिरोधक शक्ति बढ़ाती हैं। तपेदिक, रिबेट तथा चम रोगों के लिए ताजी हवा और धूप दवा का काम करती हैं।

लेकिन एक स्थान से दूसरे स्थान पर ले जाने पर जलवायु का अचानक परिवर्तन, दुबल लोगों के लिए शारीरिक और मानसिक—दोनों तरह से हानिकारक है। विशेष तौर पर रोगी का स्थानांतरण क्रमिक जलवायु अन्तर वाले कई स्थानों से होकर इस प्रकार करना चाहिए कि व्यक्ति को जलवायु सहन करने में कोई शारीरिक या मानसिक दबाव न पड़े।

387 आद्र बल्ब तापमान और आरामदायक वायुमण्डल

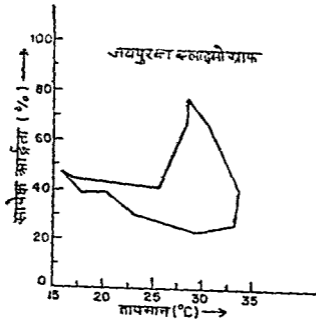
क्योंकि वायुमण्डलीय आद्रता और तापमान का संयोग शारीरिक गतिविधिमा पर प्रभाव डालता है, अत आद्र बल्ब तापमान, जो इन दोनों तत्वों का समुक्त माप है, की मात्रा आरामदायक वायुमण्डल की सीमा निर्धारित करने के लिए एक तत्व के रूप में प्रयुक्त किया जा सकता है। 25°C के लगभग आद्र बल्ब तापमान कष्टदायक ऊँस वातावरण प्रस्तुत कर सकता है जबकि सामान्य वायु तापमान 35°C तक भी सुविधाजनक रह सकता है। ग्रिफिय टेलर (1916) के अनुसार आद्र बल्ब तापमान की अधिकतम सीमा 21°C है, जिसमें वायुमण्डलीय घुटन के बिना शारीरिक थक किया जा सकता है।

388 क्लाइमोग्राफ

—किसी स्थान पर वर्ष भर में आरामदेह मौसम की अवधि ज्ञात करने के लिए, जो रेखाचित्र तैयार किया जाता है उसे क्लाइमोग्राफ कहते हैं। इसमें X-अक्ष पर सापेक्ष आद्रता (%) तथा Y-अक्ष पर तापमान ($^{\circ}\text{C}$) के पमान अंकित कर दिए जाते हैं। इस पर दिए गये स्थान की औसत मासिक सापेक्ष आद्रता तथा औसत मासिक तापमान (या आद्र बल्ब तापमान) हर महीने के लिए अंकित करते हैं। अंकित बिंदुओं को मिलाने से एक बन्द धरे वाला रेखाचित्र तैयार हो जाता है।

उदाहरण के लिए, जयपुर का क्लाइमोग्राफ चित्र (37) में दिया गया है। इसमें वर्ष भर में (1) 16 अक्टूबर से 5 नवम्बर तक 21 दिन का समय तथा (2) 21 नवम्बर से 29 नवम्बर तक 9 दिन का समय मौसम के दृष्टिकोण से आरामदेह है।

तापमान ($^{\circ}\text{C}$) \rightarrow



चित्र (3 5)

आर्द्रता और वायुमण्डलीय स्थिरता (HUMIDITY AND ATMOSPHERIC STABILITY)

4 10 वायुमण्डल में जल वाष्प की मात्रा स्थान और समय के साथ बदलती रहती है, जबकि अन्य गैसों का अनुपात मनुष्य समान होता है। इसी वाष्प की मात्रा पर बादल और वर्षा का होना निर्भर करता है। इसके अलावा वाष्प की मात्रा पृथ्वी के विकिरण से तुलना, वायुमण्डल की स्थिरता और मौसम की आरामदायकता पर भी प्रभाव डालती है।

वायुमण्डलीय आर्द्रता के अति सूखे की उष्मा कारण सागरों, नदियों, श्लेष्मियों, नम घाटल, वायुमण्डल में जल की बूंदों तथा पेड़ पौधों से होने वाला वाष्पीकरण तथा वाष्पोत्सर्जन है।

किसी निश्चित तापमान और दाब पर वाष्प की एक अधिकतम मात्रा होती है, जो हवा में समा सकती है। इस दशा में हवा सतृप्त (Saturated) कहलाती है।

सूखी हवा और वाष्प वायुमण्डल की दोनों गर्म, अलग अलग गैसीय नियमों का पालन करती है। अतः वायुमण्डल का कुल दाब (p), सूखी हवा के आंशिक दाब तथा वाष्प के आंशिक दाब के योग के बराबर होगा।

4 11 आर्द्रता राशियाँ (Humidity Quantities)

वायुमण्डलीय वाष्प की मात्रा नापने के लिए कई राशियाँ नीचे दी गई हैं, इन्हें आर्द्रता राशियाँ कहते हैं। हवा में सतृप्त होने पर ये राशियाँ, सतृप्त आर्द्रता राशियाँ (Saturated humidity quantities) कहलाती हैं।

(i) वाष्प दाब (e) (Vapour pressure)

वायुमण्डल में उपस्थित कुल वाष्प के कारण किसी स्थान पर जितना आंशिक दाब पड़ता है, वह वाष्प दाब (e) कहलाता है। हवा के सतृप्त होने की दशा में वाष्प दाब सबसे अधिक होगा, जिसे सतृप्त वाष्प दाब (e_s) कहते हैं। जब तक e का मान e_s से कम रहेगा, हवा असतृप्त समझी जाएगी।

(ii) निरपेक्ष आर्द्रता (a) (Absolute Humidity) या वाष्प घनत्व (Vapour density)

हवा के इकाई आयतन में वाष्प की जितनी मात्रा होती है उस निरपेक्ष आर्द्रता (a) कहते हैं। यदि V आयतन की नम हवा में वाष्प की मात्रा M हो तो

$$a = \frac{M}{V}$$

इसकी सामान्य इकाई, ग्राम/घनमीटर दिया जाता है।

(iii) विशिष्ट आद्रता (q) (Specific humidity)

नम हवा में स्थित वाष्प की मात्रा और कुल नम हवा की मात्रा का अनुपात विशिष्ट आद्रता कहलाती है। यदि 1 कि ग्रा नम हवा में 12 ग्राम जल वाष्प हो तो $q = 12$ ग्राम/कि ग्रा या 0.012 ग्राम/ग्राम।

यदि 1 कि ग्रा सतृप्त हवा में 40 ग्राम वाष्प हो तो सतृप्त/विशिष्ट आद्रता (q_s) = 40 ग्राम/कि ग्रा।

(iv) आद्रता मिश्रण अनुपात (m) (Humidity mixing ratio)

प्राकृतिक हवा की मात्रा (M) = वाष्प की मात्रा (M_1) + सलग्न सूखी हवा की मात्रा (M_2)। वाष्प की मात्रा और सलग्न सूखी हवा की मात्रा के अनुपात को आद्रता मिश्रण अनुपात कहते हैं।

$$m = \frac{M_1}{M_2}$$

यदि 1 कि ग्रा नम हवा में 12 ग्राम जल वाष्प हो तो

$$m = \frac{12}{988} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

यदि 1 कि ग्रा सतृप्त हवा में 40 ग्रा वाष्प हो, तो सतृप्त आद्रता मिश्रण अनुपात

$$m_s = \frac{40}{960} = \frac{1}{24} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

(v) सापेक्ष आद्रता (r) (Relative Humidity)

हवा में उपस्थित वाष्प की मात्रा (w) और उसे सतृप्त करने के लिए आवश्यक कुल वाष्प की मात्रा (w_s) का अनुपात सापेक्ष आद्रता कहलाती है। इसे सामान्यतः प्रतिशत में व्यक्त करते हैं। इसे निम्नांकित रूपों में व्यक्त किया जा सकता है—

$$\begin{aligned} r &= \frac{w}{w_s} \times 100 \\ &= \frac{e}{e_s} \times 100 \\ &= \frac{m}{m_s} \times 100 \end{aligned}$$

4.12 q और m में सम्बन्ध

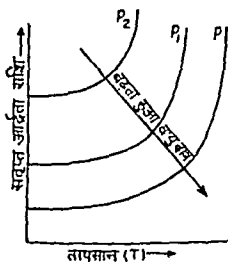
$$q = \frac{\text{वाष्प की मात्रा}}{\text{नम हवा की मात्रा}} = \frac{M_1}{M}$$

$$= \frac{M_1}{M_1 + M_d}$$

$$= \frac{M_1/M_d'}{1 + M_1/M_d'}$$

$$= \frac{m}{1 + m}$$

4.13 सतृप्त आद्रता राशियाँ का मान तापमान के साथ बढ़ता है। एक निश्चित दाब (p) पर तापमान (T), और किसी सतृप्त आद्रता राशि (S, H, Q) के बीच खींचे गये ग्राफ चित्र (4.1) की तरह होंगे, जिसमें आर्ष का उन्नतोर भाग तापमान घटा की ओर िकता होता है। स्पष्ट है कि अधिक तापमान पर S, H, Q का अंतर कम तापमानों पर S, H, Q के अंतर से कम होगा। अर्थात् दाब (p_1, p_2 आदि) के लिए यह रेखा समानांतर रूप से स्थानांतरित हो जाती है। कम दाब पर रेखा की वक्रता (Curvature) अधिक पायी जाती है।



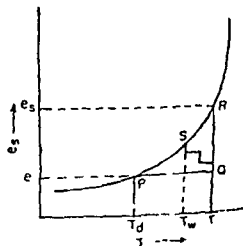
चित्र (4.1)

4.14 राशि ($e_s - e$) सतृप्तता हानि (Saturation deficit) कहलाती है। (चित्र 4.2) में दिए गये ($T - e_s$) ग्राफ देखिए

तापमान T पर, $e_s = TR$ और $e = TQ$ (मान लीजिए)

अतः सतृप्तता हानि = QR

यदि स्थिर तापमान T पर ($e_s - e$) वाष्प की मात्रा सामान्य हवा में मिला दी जाए, तो वायु सतृप्त हो जायेगी। तापमान यदि घटाया जाए, तो एक तापमान (T_d) आएगा जब वाष्प दाब (e) पर ही हवा सतृप्त हो जाएगी। यह तापमान ओसाक कहलाता है।



चित्र (4.2)

अतः $r = \frac{\text{ओसाक बिन्दु पर सतृप्त वाष्प दाब}}{\text{वायु तापमान पर सतृप्त वाष्प दाब}}$

4 15 किंतु वास्तविक वायुमण्डल में सतृप्तता की स्थिति लाने के लिए, तापमान और वाष्प दोनों का हाथ रहता है। अर्थात् तापमान भी घटता है और वाष्प भी जुटती रहती है। इस प्रकार हवा T और T_d के बीच किसी तापमान T_w पर सतृप्त हो जाती है। T_w ही भारत बल्ब तापमान कहलाता है। दूसरे शब्दों में तापमान स्थिर किए बिना, (प्राकृतिक दशा में) वाष्पीकरण करने से हवा जिस तापमान पर सतृप्त हो जाय, वह भारत-बल्ब तापमान कहलाता है।

4 20 वाष्पीकरण (Evaporation)

किसी जलाशय की सतह से वाष्पीकरण की मात्रा, जलाशय के तापमान, वायुमण्डल की शुष्कता तथा वायुगति पर निर्भर करती है। जलाशय से सलग्न वायु पत जब तक असतृप्त रहेगी, वाष्पीकरण होता है। दूसरे शब्दों में, जब तक हवा का वाष्प दाब (e), सतृप्त वाष्प दाब (e_s) से कम हो, तब तक वाष्पीकरण निरंतर होता रहेगा तथा वाष्पीकरण मात्रा (e_s - e) के समानुपाती होगी। यह मात्रा वायुगति बढ़ने पर भी बढ़ जाती है। एक ध्यान देने योग्य बात यह भी है कि समुद्र के खारे पानी की अपेक्षा मीठे पानी से वाष्पीकरण अधिक होता है।

वनस्पतियों द्वारा होने वाला वाष्पोत्सजन (transpiration), वायुगति, पत्तियों का बनावट, तापमान तथा मिट्टी में निहित जल की मात्रा पर निर्भर करता है। इसके अलावा मृग की किरणों भी वाष्पोत्सजन की मात्रा पर प्रभाव डालती है, जिनकी उपस्थिति में वाष्पोत्सजन की दर बढ़ जाती है।

वनस्पतियों या घास आदि से ढकी जमीन में नगी जमीन की अपेक्षा अधिक वाष्प वायुमण्डल में मिलती है। यह वाष्प घने जंगलों में दिन के तापमान में साधारणतः सशोषण करने की क्षमता रखती है। वनस्पतियों से वाष्पोत्सजन लगातार होता रहता है, जबकि नगी जमीन के बिल्कुल सूखी हा जान पर वाष्पीकरण बंद हो जाता है। पृथ्वी के भू-भाग पर गिरने वाली कुल वर्षा का आयतन प्रति वर्ष 99 हजार घन कि मी है, जिसमें लगभग 62000 घन कि मी वाष्पीकृत हो जाता है और शेष 37000 घन कि मी अपवाह (run off) द्वारा सागरों में मिल जाता है। यद्यपि वायुमण्डल की नमी वाष्पीकरण और वाष्पोत्सजन—दो विभिन्न विधियों से प्राप्त होती है, परंतु दोनों की प्रकृति समान होने के कारण, उहे एक पद वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन (इवपोट्रांस पाइरेशन) द्वारा व्यक्त किया जाना अधिक सुविधाजनक है।

4 21 तालिका (4 1) में दोनों गोलाओं के लिए विभिन्न अक्षांश पर औसत वाष्पीकरण की मात्रा दी गई है। या दक्षिण गोलार्ध में वाष्पीकरण की मात्रा उत्तरी गोलार्ध से कुछ अधिक है पर उम अनुपात में नहीं, जिसमें दक्षिण गोलार्ध का जलीय भाग अधिक है। इसका कारण दक्षिणी गोलार्ध का कम तापमान और अधिक मेघाच्छन्नता (Cloudiness) है, जो वाष्पीकरण में रुकावट डालते है। अधिक बादल, अधिक नमी और बहुत हल्की वायुगति के कारण दोनों गोलार्धों के विपुल रेखीय क्षेत्र (0-10 अक्षांश) के महासागरों में अधिक तापमान होने पर भी (10-20) अक्षांश के महासागरों से कम वाष्पीकरण होता है।

तालिका 4 1

घोसत वापिस वाष्पीकरण (मिलीमीटर)

भसांभ	उत्तरी गोलाद	दक्षिणी गोलाद
0-10	1235	1304
10-20	1389	1541
20-30	1246	1416
30-40	1002	1256
40-50	641	895
50-60	469	520
60-70	333	174
70-80	145	45
80-90	42	0
0-90	944	1064

महासागरो से प्रतिवर्ष 334000 घन किमी जल वा वाष्पीकरण हाता है, जिसमे 297000 घन किमी सीधी वर्षा द्वारा वापस आ जाता है।

4 22 वाष्पीकरण की मात्रा ज्ञात करना

वायुमण्डल मे वाष्पीकरण की गणना करने के लिए अनक विधिया प्रयाग म लाई जाती रही है। सन् 1876-78 मे मोन (Mohn) ने वाष्पीकरण की मात्रा ज्ञात करने के लिए पहली बार पैन वाष्पमापी का इस्तेमाल किया। तब से जलीय तल के तापमान, हवा की शुष्कता और वायुवेग पर आधारित कई सूत्र इस गणना के लिए तयार किए गए हैं।

रोबर (1931) ने वाष्पीकरण की मात्रा (E) के लिए निम्नांकित सूत्र दिया—

$$E = (0.44 + 0.11 w) (e_s - e_d),$$

जहाँ w वायुगति पर आधारित एक गुणक है, तथा e_s और e_d क्रमशः जल की सतह और हवा के वाष्पदाब ह।

4 23 वायुमण्डल में विकिरण ऊर्जा के सतुलन पर आधारित, E की गणना के लिए सैद्धांतिक (theoretical) समीकरण तैयार किया गया है। इस प्रकार, सूत्र द्वारा प्राप्त कुल विकिरण ऊर्जा (Q) तीन भागों में बांटी जा सकती है

- (i) दीर्घ तरंग (long wave) के रूप में पृथ्वी द्वारा वापसी विकिरण (H_1)
- (ii) संचालन (conduction) द्वारा वायुमण्डल में ऊर्जा का ह्रास (H_c)
- (iii) वाष्पीकरण के लिए प्रयुक्त ताप (H_e)

$$H = H_1 + H_c + H_e \quad (1)$$

यहाँ यह मान लिया गया है कि ताप-जनन या ह्रास के अन्य स्रोत, जैसे—रासायनिक क्रियाएँ पृथ्वी का प्राकृतिक संचालन, घषण आदि नगण्य हैं। उपरोक्त सभी राशियाँ क्षेत्रीय प्रति घन सेमी प्रति मिनट की इकाई में व्यक्त की गई हैं।

यदि $\frac{H_c}{H_e} = \beta$, तो

$$H_c = \frac{H - H_1}{1 + \beta} \quad (ii)$$

अब, यदि वाष्पीकरण का गुप्त ताप L और प्रति घन सेमी वाष्पीकरण की दर E हो तो,

$$H_e = LE \quad (iii)$$

समीकरण (ii) और (iii) से

$$E = \frac{H - H_1}{L(1 + \beta)} \quad (iv)$$

स्थिरांक β को बोवेन अनुपात (Bowen's ratio) कहते हैं।

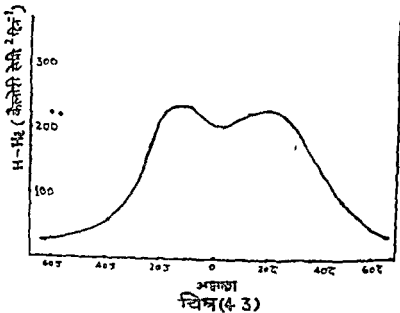
4 24 $H - H_1$ की गणना आसान है और किसी स्थान के लिए विकिरण के माँकड़ों द्वारा सीधे तौर पर किया जा सकता है। डब्ल्यू, स्मिथ ने विभिन्न प्रशासकों के लिए इसकी गणना की है जो चित्र (4 3) में दिखाया गया है।

यदि ऊष्मा संचालन और जल वाष्प प्रसरण का आवर्त गुणांक (eddy coefficient) समान हो और μ के बराबर हो, तो

$$H_e = -C_p \mu \frac{dT}{dz}$$

$$\text{तथा } H_c = -L\mu \frac{622}{p} \frac{de}{dz}$$

जहाँ L, तापमान T पर वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा है।



यदि $C_p = 24$ और $L = 585$ कैलोरी तथा $p = 1000$ मिलीबार हो तो,

$$\beta = 0.66 \frac{T_o - T_h}{e_o - e_h}$$

जहाँ T_o तथा e_o समुद्र तल पर क्रमशः तापमान और वाष्प दाब हैं तथा T_h और e_h ऊँचाई पर हवा के तापमान व वाष्पदाब हैं।

4.25 β का मान अक्षांशों के साथ बदलता रहता है। विभिन्न अक्षांशों पर β का औसत मान तालिका (4.2) में दिया गया है।

तालिका 4.2

अक्षांश	0	10	20	30	40	50	60	70
β	0-10	0.10	0.10	0.13	0.18	0.25	0.37	0.53

4.26 किसी स्थान की जलवायु सम्बन्धी आँकड़ों की सहायता से भी वाष्पीकरण का अनुमान लगाया जा सकता है। कुल अपवाह (run off) व जल भण्डारों (बाघ, तालाब आदि) में जल की मात्रा में हुई कमी को यदि कुल अवक्षेपण से घटा दिया जाए, तो शेष भाग, जमीन, वनस्पति तथा स्वन व जन मतलब के वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन द्वारा हुए जल हानि (water loss) की मात्रा होगी। इस विधि के पूरण और सही आँकड़ों का मिलान आवश्यक है।

4.27 वाष्पमापी (Evaporimeter)

स्वन व जन मतलब से वाष्पीकरण की सीधी माप लेने के लिए अतिन्तर दो प्रकार के वाष्पमाप प्रयोग में लाए जाते हैं।

(i) सूती टकी वाष्पमापी

4 फुट व्यास और 10 इन्च ऊँचाई की एक बेलनाकार नाद होती है, जिसके तलवे जमीन में 4% झर दर टिम्बर के ढाँचे पर जड़ देते हैं। नाद में लगे निदेशक (प्वाइंट) तथा पैमाने की सहायता से किसी भी भ्रवधि के लिए जल-स्तर का हास (वाष्पीकरण) पढ़ा जा सकता है।

(ii) पिच वाष्पमापी (Piche evaporimeter)

यह एक अकित परखनली होती है, जिसमें पानी भर कर उसके खुले सिरे को एक झरझरी प्लेट से बन्द कर देते हैं। फिर नली को उल्टा करके लटका देते हैं। पोरस प्लेट से पानी रिस-रिस कर वाष्पीकृत होता रहता है, जिसकी मात्रा परखनली में अकित पैमाने से पढ़ सकते हैं।

वाष्पीकरण का चलन

(1) उष्ण कटिबंध में वाष्पीकरण का दैनिक चलन दो उच्चतम और दो निम्नतम प्रदर्शित करते हैं। उच्चतम प्रात के अन्तिम तथा रात्रि के प्रथम प्रहर में होता है और निम्नतम सूर्यास्त और दोपहर के ठीक बाद होता है। यहाँ दैनिक परिसर का औसत मान 5 मिमी के लगभग होता है।

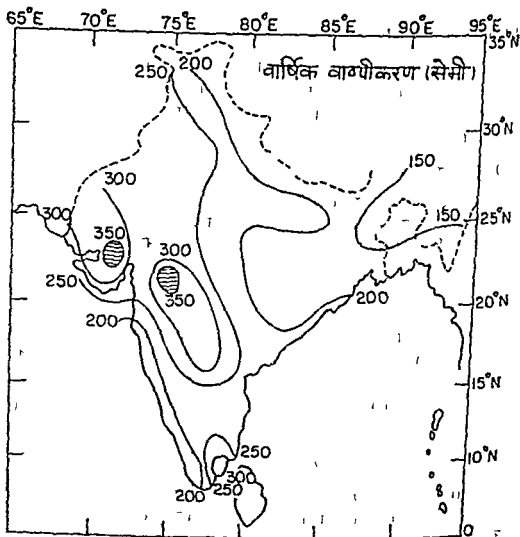
मध्य अक्षांश में रात्रि और प्रात के प्रथम प्रहरो में क्रमशः उच्चतम और निम्नतम के लिए केवल एक ही आवृत्ति पायी जाती है।

(ii) वाष्पीकरण का मौसमी विचलन स्थान की स्थिति और जलवायु की दशाओं पर निर्भर करता है। भारत में वाष्पीकरण अधिकतर पतझड़ और सर्दियों के आरम्भिक महीनों में तथा निम्नतम मानसून महीनों में होता है। वाष्पीकरण का दूसरा अधिकतम माघ तथा निम्नतम फरवरी के महीने में पाया जाता है।

4 28 भारत में वाष्पीकरण

भारत में लगभग 80 वेधशालाओं में रिकार्ड किए गए 5 से 10 बर तक (1960-70) के वाष्पीकरण आँकड़ों के आधार पर तैयार किया गया विश्लेषण चित्र (4 4) में प्रदर्शित किया गया है। वार्षिक वाष्पीकरण की सबसे कम मात्रा (150 से मी स कम) अरुण और सलग्न हिमाचल की घाटियों में पाई गई है। सर्वाधिक वाष्पीकरण के दो क्षेत्र हैं, जहाँ प्रतिवर्ष 350 स मी से अधिक वाष्प बनती है। पहला क्षेत्र उत्तरी गुजरात और सलग्न नौराष्ट्र क्षेत्र तथा दूसरा जलगाँव और भास पास के भू भाग हैं।

दैनिक वाष्पीकरण की सर्वाधिक मात्रा (1 6 से मी) मई के महीने में महाराष्ट्र, दक्षिणी पश्चिमी मध्यप्रदेश और राजस्थान में नोट की गई है, जबकि सबसे कम दैनिक वाष्पीकरण (2 मि मी से कम) हिमालय की जडा में जनवरी के महीने में देखा जाता है।



वार्षिक वाष्पीकरण (सेमी)

▨ सर्वाधिक वाष्पीकरण के क्षेत्र (7350 सेमी)

चित्र (4.4)

4.30 नम हवा के लिए गैस-समीकरण (Equation of state for moist air)

किसी गैस के दाब p और तापमान T (कैल्विन इकाई में) पर यदि उसका विशिष्ट घनत्व (घनत्व प्रति इकाई मात्रा) α हो तो,

$$p\alpha = RT \quad (1)$$

जहाँ R वायु के लिए विशेष गैस स्थिरांक है।

हम जानते हैं कि सामान्य दाब $p_0 = 76 \times 13.5951 \times 980.665$ डाइन/सेमी² और तापमान $T_0 = 273^\circ\text{K}$ पर गैस के घनत्व (1 ग्राम) का घनत्व 22400 घन सेमी होता है।

$$\alpha_0 = \frac{22400}{w}$$

$$R = \frac{p_0 \alpha_0}{T_0} = \frac{76 \times 13\,5951 \times 980\,650 \times 22400}{273 \times w}$$

$$= \frac{R^*}{w}$$

जहाँ R^* सम्पूर्ण (Universal) गैस स्थिरांक कहलाता है।
अतः गैस समीकरण

$$p\alpha = \frac{R^*}{w} T, \quad (11)$$

या $p = \frac{\rho RT}{m}$ जहाँ $\rho = \frac{1}{\alpha}$

के रूप में लिया जा सकता है, जहाँ w गैस का ग्राम में व्यक्त किया गया अणु भार है।
4.31 सूखी हवा के लिए गैस समीकरण,

$$p - e = \frac{\rho_d}{w_d} R^* T$$

जहाँ ρ_d सूखी हवा का घनत्व है और $w_d = 28.96$ ग्राम

$$\rho_d = \frac{(p - e) w_d}{R^* T} \quad (12)$$

उसी प्रकार, जल वाष्प का घनत्व $\rho_v = \frac{e w_v}{R^* T}$ जहाँ $w_v = 18$ ग्राम।

अतः घाद्रता मिश्रण अनुपात $m = \frac{M_v}{M_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d}$

$$= \frac{e}{p - e} \frac{w_v}{w_d}$$

$$= 622 \frac{e}{p - e}$$

$$= 622 \frac{e}{p} \text{ (लगभग)}$$

इसी प्रकार सतप्त घाद्रता मिश्रण अनुपात $m_s = 622 \frac{e_s}{p}$

4 32 नम हवा के लिए गैस समीकरण

$$p\alpha = \frac{R^*}{w} T \text{ के रूप में लिखते हैं ।}$$

$$\begin{aligned} \text{जहाँ } \bar{w} &= \frac{dM + Mv}{Md/w_d + Mv/w_v} \\ &= \frac{w_d(Md + Mv)}{Md} \left[1 + \frac{Mv}{w_v} \frac{Md}{w_d} \right] \\ &= \frac{w_d(1+m)}{1+m/622} \end{aligned}$$

$$p\alpha = \frac{R^* T}{w_d} \left[\frac{1 + 1.61m}{1+m} \right]$$

$$\text{या } p\alpha = RT(1 + 61m),$$

जहाँ $R = \frac{R^*}{w_d}$ = सूखी हवा के लिए विशेष गैस स्थिरांक है ।

$$\text{यदि } T(1 + 61m) = Tv$$

$$\text{तो गैस समीकरण } p\alpha = RTv$$

Tv , हवा का आभासी (virtual) तापमान कहलाता है। यह वह तापमान है, जिस पर सूखी हवा का वही घनत्व होगा, जो नम हवा का, T तापमान पर है, यदि दाब दोनों दशाओं में स्थिर रखा जाए।

4 40 नम हवा का घनत्व (Density of moist air)

$$\text{नम हवा का घनत्व } \rho_h = \rho_d + \rho_v$$

$$\text{या } \rho_h = \frac{p-e}{R^* T} + \frac{e}{R^* T}, \text{ जहाँ वायुमण्डल का कुल दाब } p \text{ और}$$

वाष्प दाब e है।

$$\rho_h = \frac{p-e}{RdT} + \frac{18/2896e}{RdT} \text{ जहाँ } Rd = \frac{R^*}{2896}$$

$$= \frac{p - 3/8e}{RdT}$$

$$= \frac{348.4}{T} \left(p - \frac{3}{8}e \right) \text{ ग्राम/मीटर}^3$$

यदि दाब, मिलीबार और तापमान केल्विन इकाई में व्यक्त किया जाय।

4 41 सूत्र (1) से स्पष्ट है कि हवा का घनत्व निम्नांकित अवस्थाओ म घटता है-

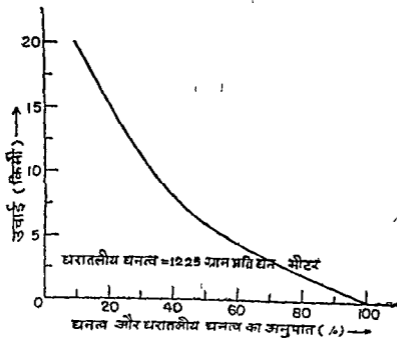
- (i) वायुदाब p घटने पर अर्थात् ऊँचाई बढ़ने पर ।
- (ii) वाष्पदाब e बढ़ने पर अर्थात् आद्रता बढ़ने पर ।
- (iii) तापमान बढ़ने पर ।

यह देखा जा सकता है कि वायुमण्डल की सबसे निचली पर्तों में प्रतिशत घनत्व कम करने के लिए, या तो लगभग 10 मिलीबार दाब कम किया जाए (या 27 मीटर ऊँचाई बढ़ाई जाए) अथवा 3°C तापमान बढ़ाया जाए ।

यह भी स्पष्ट है किसी निश्चित दाब पर गम हवा हल्की और ठण्डी हवा अपेक्षाकृत भारी होगी ।

4 42 घनत्व का चलन (Variation of density)

ग्लोब पर माध्य समुद्र तल स्तर पर घनत्व का चलन, दाब और तापमान के चारों द्वारा समझा जा सकता है । यह घनत्व भू मध्य रेखा के पास सबसे कम, लगभग 1200 ग्राम/मीटर³ होता है, जो ध्रुवा की ओर आधांश के साथ बढ़ता जाता है । सर्दियों में साइबेरिया में घनत्व समुद्रतल पर 1550 ग्राम/मीटर³ तक पाया जाता है, जिसका कारण कम तापमान और उच्च दाब का संयुक्त प्रभाव है । गर्मियों में उच्च तापमान और कम दाब के कारण उत्तरी अफ्रीका और दक्षिणी पश्चिमी एशिया के रेगिस्तानों में 1150 ग्राम/मीटर³ में भी कम घनत्व आ जाता है ।



चित्र (4 5)

ऊँचाई बढ़ने में दाब और तापमान दोनों घटते हैं परंतु दाब का परिवर्तन, तापमान परिवर्तन पर हावी रहता है जिसके फलस्वरूप सर्वत्र ऊँचाई के साथ घनत्व घटता जाता है ।

घनत्व का घटाव हर ऊँचाई पर समान नहीं होता है। आई सी ए एन वायुमण्डल व लिए पृथ्वी तल का घनत्व = $1225 \text{ ग्राम/मीटर}^3$ है, ऊँचाई के साथ घनत्व परिवर्तन का ग्राफ चित्र (45) में दिखाया गया है।

450 जल को वाष्पीकृत करने के लिए कुछ ऊष्मा देनी पड़ती है। एक ग्राम उबलते जल को वाष्पीकृत करने में लगभग 536 कैलोरी ऊष्मा लगती है। यह ऊष्मा वाष्प में मिल जाती है और उसमें छिपी रहती है। सघनित होते समय वाष्प से यह ऊष्मा निकल जाती है, इसे वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा कहते हैं। वायुमण्डल में हर तापमान पर वाष्पीकरण होता रहता है। अतः वाष्प में स्थित गुप्त ताप की मात्रा कुछ हद तक उस तापमान पर निर्भर करती है, जिस पर वाष्पीकरण हो रहा है।

451 रुद्धोष्म प्रक्रिया (Adiabatic Process)

पृथ्वी तल की हवा के तापमान में स्थान स्थान पर भिन्नता होती है। यदि हवा की कोई राशि (पामल) आसपास की अपेक्षा अधिक गम हो, तो वह हल्की होगी और इस लिए ऊपर उठेगी। ऊपर कम दाब होने के कारण वायुराशि फैलती जाएगी। यदि वायु राशि का उतार-चढ़ाव तेजी से हो, तो उसकी और आसपास की ऊष्मा का स्थानान्तरण नहीं हो पाएगा। इस दशा में वायुराशि के फलाव के लिए आवश्यक शक्ति उसमें निहित ऊष्मा द्वारा ही खर्च की जाएगी, जिसके कारण वायुराशि का तापमान घट जाएगा। ठीक इसी प्रकार बिना आसपास से ऊष्मा ग्रहण किए नीचे उतरती वायुराशि सकुचित होगी, जिससे उसका तापमान बढ़ जाएगा।

इस प्रकार फैलाव या सकुचन के कारण वायु राशि के क्रमशः ठण्डे या गर्म होने की प्रक्रिया को रुद्धोष्म प्रक्रिया कहते हैं। इस प्रक्रिया में तापमान परिवर्तन केवल गतिक कारणों से वायुराशि की आंतरिक ऊष्मा में कमी या वृद्धि होने का परिणाम है। किसी बाहरी तत्व, जैसे—मिश्रण, विकिरण, संचालन आदि से ऊष्मा का कोई लेन-देन नहीं होता है।

452 शुष्क और सतृप्त रुद्धोष्म प्रक्रम (Dry and Saturated Adiabatic Processes)

जब कोई शुष्क या असतृप्त वायुराशि ऊपर उठती है, तो उसके तापमान में लगभग 9.8/किमी कमी आ जाती है। अवतरित हाते समय वायु का तापमान इसी दर से बढ़ता है। इस दर को शुष्क रुद्धोष्म हास दर (Dry Adiabatic Lapse rate) या (DALR) कहते हैं।

सतृप्त वायुराशि के ऊपर उठने पर फलाव से जो शीतलन होता है, उसके पनस्वरूप वाष्प का सघनन होने लगता है। सघनन होने पर वाष्प की गुप्त ऊष्मा बाहर निकल आती है, जो वायु राशि के शीतलन की दर का कम कर देती है। अतः उठती हुई सतृप्त वायु राशि की शीतलन दर, जिसे सतृप्त रुद्धोष्म हास दर (SALR) या (Saturated Adiabatic Lapse rate) कहते हैं DALR से कम होती है। मानकेतिक रूप से DALR और SALR को क्रमशः γ_d और γ_s द्वारा सूचित किया जाता है।

γ_s का मान स्थिर नहीं होता, बल्कि सघनित हुए वाष्प की मात्रा पर निर्भर करता है। सतृप्त वायुराशि यदि ठण्डे हो, तो उसमें सघनतावृत्त कम वाष्प की मात्रा सघनित होगी।

अतः उसके द्वारा स्वतंत्र की गई ऊष्मा कम होगी। इसलिए इस अवस्था में γ_d और γ_s का अंतर कम होगा।

मध्य अक्षांशों के लिए γ_s का मान γ_d के लगभग भागों के बराबर आता है।

अतः $\gamma_s = 5^\circ\text{C}/\text{किमी}$ (लगभग)

4 53 γ_s का मान ऊँचाई के साथ बढ़ता जाता है क्योंकि वायु राशि में निहित

वाष्प की मात्रा लगातार सघनन के कारण कम होती जाती है। एक निश्चित ऊँचाई के बाद -

वायु असतप्त हो जाएगी और तब $\gamma_s = \gamma_d$ ।

अतः सतप्त वायु पहले सतृप्त रूद्धोष्म पथ (AB)

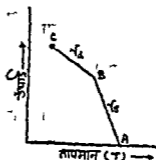
पर और फिर बिंदु B पर असतृप्त हो जाने के

बाद शुष्क रूद्धोष्म पथ (BC) पर चलने लगती है।

यह कहा जा सकता है कि बिंदु B के बाद सतृप्त

रूद्धोष्म दर शुष्क रूद्धोष्म के उपगामी (asymptotic)

हो जाती है अर्थात् दोनों पथ समानांतर हो जाते हैं।



चित्र (4-6)

4 54 उठती हुई सतृप्त वायु राशि से कुछ वाष्प के सघनन के बाद भी वायु-

राशि सतृप्त रहती है, अतः सतृप्त दर पर चलती रहती है। अब इस वायुराशि के

अवतलन पर विचार कीजिए। यदि सघनित जल को वायुराशि से अलग नहीं किया गया

है, तो अवतलन में तापमान बढ़ने से यह जल वाष्पीकृत होकर वायुराशि को सतृप्त रखेगा।

अतः सतृप्त वायुराशि उसी पथ पर लौट सकती है, जिस पर उठती गई थी, अर्थात् यह

प्रक्रिया परिवर्तनीय रहेगी।

परंतु यह विचार सिर्फ कल्पना मात्र है। वास्तविक वायुमण्डल में सघनित जल

वायुराशि से अलग हो जाता है। इस दशा में यदि वायुराशि को अवतलित कराया जाय

तो वह गम होने के साथ तुरन्त असतृप्त हो उठती है और फिर सतृप्त दर के बजाय शुष्क

दर ($9.8^\circ\text{C}/\text{किमी}$) पर नीचे उतरेगी। इस प्रकार, वायुमण्डल में सतृप्त वायुराशि की

रूद्धोष्म प्रक्रिया उत्क्रमणीय (reversible) नहीं है। अतः यह प्रक्रिया दृढ़ता से रूद्धोष्म भी

नहीं कही जा सकती है। इसे छद्म रूद्धोष्म प्रक्रिया (Pseudo Adiabatic Process)

कहा जाता है।

4 55 गैस के समताप (Isothermal) और रूद्धोष्म (Adiabatic) समीकरणों

के अनुसार क्रमशः

$$\frac{pa}{T} = R \quad (1)$$

और $pa^\gamma = \text{स्थिरांक}, \quad (11)$

जहाँ γ स्थिर दाब और स्थिर आयतन पर सूची हवा की विशिष्ट ऊष्माओं का

अनुपात है।

$$\text{अर्थात् } \gamma = \frac{C_p}{C_v} = 1.403$$

(ii) में (i) के घातांक का भाग देने से

$$\frac{T^\gamma}{p^{\gamma-1}} = \text{स्थिरांक}$$

$$\text{या } \frac{T}{p^{28.8}} = \text{स्थिरांक} \quad (iii)$$

यदि आरम्भिक स्तर p_0 पर तापमान T_0 हो और रुद्धोष्म परिवर्तन (जिसमें संचालन, मिश्रण, विकिरण आदि को सुविधा न देकर, परिवर्तन केवल गतिक कारणों से हो) से किसी दाब स्तर p पर तापमान T हो जाता हो, तो समीकरण (iii) से

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{28.8} \quad (iv)$$

इस समीकरण को रुद्धोष्म प्रक्रिया के लिए प्वायसन (Poisson) का समीकरण कहते हैं।

456 तुलना में समानता के लिए एक मानक दाब स्तर (साधारणतः 1000 मिलीबार) चुन लिया जाता है। किसी वायुराशि को रुद्धोष्म विधि द्वारा 1000 मिलीबार स्तर तक लाने पर उसका तापमान जितना हो जाएगा वह वायुराशि का विभव तापमान (Potential Temperature) कहलाएगा। परिभाषा से ही यह स्पष्ट है कि रुद्धोष्म परिवर्तनों के दौरान विभव तापमान स्थिर (Constant) होता है।

यदि विभव तापमान को θ द्वारा सूचित करें, तो

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{28.8}$$

जहाँ T और p , वायुराशि के क्रमशः आरम्भिक तापमान और दाब हैं।

$$\log \theta = \log T - 0.288 \log p + 0.864$$

$$\text{या } \theta = \text{Antilog} [\log T - 0.288 \log p + 0.864] \quad (v)$$

457. उदाहरण—उस वायुराशि का विभव तापमान ज्ञात कीजिए जिसका 500 मिलीबार पर तापमान 0°C है।

समीकरण (v) से

$$\theta = \text{Antilog} [\log 273 - 0.288 \log 500 + 0.864]$$

$$\approx 333.4^\circ \text{ Kelvin} = 60.4^\circ\text{C}$$

460 वायुमण्डल की स्थिरता और अस्थिरता (Stability and Instability of atmosphere)

स्थिरता वायुमण्डल की वह दशा (Condition) है, जिसमें वायु की उर्ध्वदिश गति (Vertical Motion) या तो बिल्कुल नहीं होती या कुछ ऊँचाई पर धक्का ही जाती है। अस्थिरता वायुमण्डल की वह अवस्था है, जिसमें भूमि तल से काफी ऊँचाई तक वायु

राशिया की गति सुगमता से होती रहती है।

स्पष्ट है कि अस्थिर वायुमण्डल में ही नमी को काफी ऊँचाई तक उठने की सुविधा मिलती है, जो सघनित होकर बादल और वर्षा का कारण बन सकती है। स्थिर वायुमण्डल में नमी को अपेक्षित ऊँचाई तक नहीं पहुँच पाने के कारण, सघनन की सम्भावनाएँ बहुत कम हो जाती हैं। इस प्रकार, अस्थिरता नम मौसम और बादल की तथा स्थिरता शुष्क मौसम और साफ आसमान की प्रतीक है।

4 61 स्थिरता और अस्थिरता की धारणा

मान लीजिए कि किसी वायुराशि को अपनी मूल स्थिति से उर्ध्वाधर दिशा (ऊपर या नीचे) में थोड़ा स्थानांतरित (δz) किया जाता है। यदि वायुराशि अपनी मूल स्थिति में वापस आती है, तो वह स्थिर कहलाएगी, यदि वायुराशि स्थानान्तरण की दिशा में और आगे विचलित हो जाए, तो वह अस्थिर कहलाएगी, यदि वायुराशि स्थानान्तरित स्थिति में ही रुक जाए, अर्थात् न वापस आए और न आगे बढ़े तो वह उदासीन (Neutral) कहलाएगी।

अतः स्थिरता किसी भी स्थानांतरण का विरोध करती है, जबकि अस्थिरता उसे और बढ़ावा देती है और उदासीनता उसके प्रति अक्रिय रहती है।

दूसरे शब्दों में,

यदि स्थानान्तरण δz , से वायुराशि में a त्वरण (acceleration) उत्पन्न हो, तो स्थिरता की दशा में, यदि δz घनात्मक (ऊपर की ओर) है, तो a उसके विपरीत, अर्थात् ऋणात्मक (नीचे की ओर) होगा और यदि δz ऋणात्मक है, तो a घनात्मक होगा। दोनों दशाओं में,

$$a \delta z = \text{ऋणात्मक} \quad (i)$$

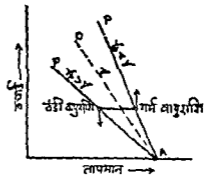
अस्थिरता की दशा में δz और a की दिशा एक ही होगी। या तो दोनों ऊपर की ओर (घनात्मक) होंगे या फिर दोनों नीचे की ओर (ऋणात्मक)।

$$\text{अतः } a \delta z = \text{घनात्मक} \quad (ii)$$

उदासीनता की दशा में, जिसमें वायुराशि स्थानांतरित स्थिति में ही रुक जाती है —

$$a = 0,$$

$$\text{अतः } a \delta z = 0 \quad (iii)$$



चित्र (47)

4 62 मान लीजिए वायुमण्डल की ह्रास दर (γ) चित्र (47) में AO द्वारा प्रदर्शित की गई है। उठाये गये वायुराशि का ह्रास दर (γ_p), (γ) से अधिक या कम हो सकता है। ये स्थितियाँ क्रमशः AP और AP' द्वारा दिखाई गई हैं।

पहले स्थिति AP' पर विचार करें ।

इस स्थिति में, $\gamma < \gamma_p$

अतः उठाई गई वायुराशि का तापमान, किसी भी ऊँचाई पर, वहाँ के पर्यावरण के तापमान से कम होगा । वायुराशि भ्रमणपात्र की घनता ठण्डी होना के कारण भारी होगी और इसलिए नीचे वापस आ जाएगी । इस स्थिति में वायुराशि स्थायी हुई ।

अब स्थिति AP' पर विचार करें ।

यहाँ $\gamma > \gamma_p$

अतः किसी भी ऊँचाई पर वायुराशि का तापमान भ्रमणपात्र की घनता अधिक होगा । गम हान के कारण वायुराशि हल्की होगी और स्वतः उठती चली जाएगी । इस प्रकार यह वायुराशि अस्थायी हुई ।

4 63 अतः यदि पर्यावरण का वास्तविक ह्रास दर (γ) और उठती हुई वायु का ह्रास दर γ_p ही तो वायुमण्डल

स्थायी होगा, यदि $\gamma < \gamma_p$

अस्थायी होगा, यदि $\gamma > \gamma_p$

और उदासीन होगा, यदि $\gamma = \gamma_p$

4 64 यदि हवा असतृप्त है, तो $\gamma_p = \gamma_d = 9.8^\circ\text{C}/\text{किमी}$ (साधारणतः)

अतः असतृप्त हवा के स्थायी होने के लिए $\gamma < \gamma_d$, यह प्रतिबंध वास्तविक वायुमण्डल में ($\gamma = 6.5^\circ\text{C}/\text{किमी}$) बहुधा लागू रहता है । अतः असतृप्त वायु साधारणतः स्थायी होती है ।

असतृप्त वायु अस्थायी तब होगी, जब पर्यावरणीय ह्रास दर $\gamma > \gamma_d$, यह एक असाधारण स्थिति है और वही लागू हो सकती है जहाँ, या तो γ इतना अधिक हो जाए या फिर γ_d इतना कम । उदाहरणार्थ, गर्मियों में अक्सर दोपहर के बाद, सूर्य की ऊष्मा में निचली तह में γ का मान अत्यधिक हो उठता है और सूखी हवा भी अस्थायी हो जाती है ।

यदि हवा असतृप्त है तो $\gamma_p = \gamma_s = 5^\circ\text{C}/\text{किमी}$ (साधारणतः)

सतृप्त वायुमण्डल स्थायी तब होगा, जब $\gamma < \gamma_s$ । यह स्थिति भी असामान्य है और विशेष परिस्थितियों में ही सम्भव है । अत्यधिक सर्दियों में जबकि वायुमण्डल का निचला तह में व्युत्क्रमण (inversion) होता है अर्थात् γ का मान शून्यात्मक होता है यह स्थिति लागू हो जाती है । यही कारण है कि इन दिनों में सतृप्त होने पर भी वाष्प के कारण कुहरे के रूप में भूतल पर छाये रहते हैं ।

सतृप्त वायुमण्डल सामान्य रूप से अस्थायी हो जाता है, क्योंकि इस दशा में साधारणतः $\gamma > \gamma_s$ का प्रतिबंध लागू रहता है ।

उपरोक्त विवरणों से यह निष्कर्ष निकलता है कि वायुमण्डल पूरा रूप से स्थायी होगा, यदि $\gamma < \gamma_s$ ।

(इस स्थिति में स्वतः $\gamma < \gamma_d$ क्योंकि $\gamma_s < \gamma_d$)

यह स्थिति निरपेक्ष स्थायित्व (Absolute stability) कहलाती है ।

इसी प्रकार, चाहे वाष्प की मात्रा कुछ भी हो, वायुमण्डल पूरा रूप से अस्थायी होगा, यदि $\gamma > \gamma_d$

(स्वतः $\gamma > \gamma_s$, क्योंकि $\gamma_d > \gamma_s$)

इस अवस्था को निरपेक्ष अस्थायित्व (Absolute instability) कहते हैं।

परन्तु वास्तविक वायुमण्डल न तो पूर्ण रूप से अस्थायी होता है, और न स्थायी।

साधारणतः $\gamma = 6.5^\circ\text{C}/\text{किमी}$

अतः $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$

यह अवस्था प्रतिबन्धी अस्थायित्व (Conditional instability) कहलाती है।

वास्तविक वायुमण्डल इसी अवस्था में होता है।

वाष्प की मात्रा के पूरा या लगभग सतृप्त होने पर हवा अस्थायी हो जाती है और सूखी या कम आद्र होने पर स्थायी।



चित्र (4-8)

4.65 अस्थायी होने पर वायुमण्डल में ऊर्ध्व धाराएँ (Vertical currents) उत्पन्न हो जाती हैं, जो भूतल की नमी को ऊपर ले जाती हैं।

4.70 वायुमण्डल की ऊष्मागतिकी (Thermodynamics of atmosphere)

निम्न अक्षांशों में ऊष्मा की नेट प्राप्ति तथा उच्च अक्षांशों में नेट ह्रास होती है। इस ताप प्रवणता के कारण वायु प्रवाहित होती है, जो ऊष्मा को निम्न अक्षांशों से उच्च अक्षांशों की ओर ले जाती है। इस प्रकार, वायुमण्डल एक ताप इंजन की भाँति कार्य करता है जिसमें ऊष्मा का स्रोत निम्न अक्षांश, सिव उच्च अक्षांश तथा वायुकारी पदार्थ वायुराशि है। इस प्रवाह में ऊष्मा का कुछ भाग यान्त्रिकी ऊर्जा में परिवर्तित हो जाता है। अतएव वायुमण्डल में ऊष्मागतिकी का प्रवेश आवश्यक है।

4.71 ऊष्मा-गतिकी का प्रथम नियम

यदि इकाई मात्रा की वायुराशि का, जिसका आयतन a है, dQ ऊष्मा प्रदान की जाए तो (1) कुछ ऊष्मा वायुराशि का तापमान बढ़ाने के काम आएगी। यदि तापमान में वृद्धि dT है, तो इसके लिए आवश्यक ऊष्मा की मात्रा $= C_v dT$ जहाँ C_v स्थिर आयतन पर वायु की विशिष्ट ऊष्मा है।

(2) शेष ऊष्मा, वायु के प्रसार में प्रयुक्त होगी। यदि प्रसार da हो, तो p दाब पर इसके लिए आवश्यक ऊष्मा की मात्रा $= p da$

$$\text{इस प्रकार } dQ = C_v dT + p da \quad (i)$$

यह समीकरण ऊष्मागतिकी का प्रथम नियम कहलाता है।

$$4.72 \text{ रुद्धोष्म परिवर्तन की दशा में } dQ = 0$$

$$\text{अतः } -C_v dT = p da$$

अर्थात् हवा फैलने पर ठण्डी होगी तथा सन्कुचित होने पर गर्म।

$$4.73 \text{ गैस समीकरण } pa = RT \text{ से,}$$

$$p da + \alpha dp = R dT \quad (ii)$$

समीकरण (2) से $p da$ का मान (i) में रखने से

$$dQ = (C_v + R) dT - \alpha dp \quad (iii)$$

$$\text{या } dQ = C_p dT - \alpha dp,$$

जहाँ C_p स्थिर दाब पर गैस की विशिष्ट ऊष्मा है। रुद्धोष्म स्थिति में

$$C_p dT = \alpha dp$$

$$\text{या } C_p dT = -\alpha g \rho dz$$

$$\text{या } C_p dT = -g dz$$

$$\text{या } -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p}$$

$$\text{या } \gamma_d = \frac{g}{C_p} \quad (iv)$$

4.74 एन्ट्रॉपी (Entropy)

यदि बिना तापमान बदले वायुराशि को रुद्धोष्म विधि से प्रसारित और फिर उतना ही सन्कुचित किया जाए, तो प्रथम उत्क्रमणीय (रिवर्सिबल) हो जाएगा। इस दशा में प्रति इकाई तापमान, प्रयुक्त हुई ऊष्मा का कुल योग शून्य होगा, अर्थात्

द्वितीय दशा

$$\int \frac{dQ}{T} = 0$$

प्रथम दशा

$$\text{राशि } d\phi = \frac{dQ}{T}, \text{ दोनो दशाओ (परिवर्तन से पहले और बाद) में एन्ट्रॉपी}$$

का अन्तर कहलाती है। एन्ट्रॉपी का निरपेक्ष मान ज्ञात नहीं किया जा सकता। किसी स्वेच्छ मूल बिन्दु से इसका तुलनात्मक मान ज्ञात किया जा सकता है।

$$\phi = \phi_0 + \int \frac{dQ}{T}$$

जहाँ ϕ_0 मूल बिन्दु पर एन्ट्रॉपी का निरपेक्ष मान है।

4.75 अवस्थाया का परिवर्तन सम एन्ट्रॉपिक कहलाता है जब,

$$d\phi = 0 \text{ या } \phi = \text{स्थिरांक}$$

इस स्थिति में स्पष्ट है कि $dQ = 0$

अतः सभी सम एन्ट्रॉपिक परिवर्तन रुद्धोष्म होते हैं। किंतु सभी रुद्धोष्म प्रक्रम सम एन्ट्रॉपिक नहीं होते। सम एन्ट्रॉपिक होने के लिए प्रक्रमों का उत्क्रमणीय होना भी आवश्यक है।

476

$$d\phi = \frac{dQ}{T} = \frac{C_p dT - dp}{T}$$

$$d\phi = C_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p}$$

$$\phi = C_p \log T - R \log p + \phi_0$$

$$\phi = C_p \log \frac{T}{pR/C_p} + \kappa$$

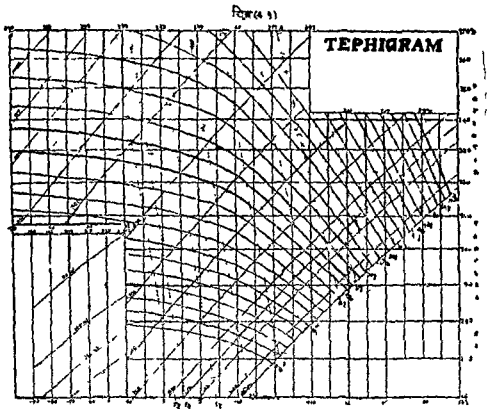
या $\phi = C_p \log \theta + \kappa$

$$\phi \propto \log \theta$$

अतः एन्ट्रॉपी (ϕ) विभव तापमान के लघु गणक के समानुपाती है।

480 तापमान-एन्ट्रॉपी आरेख या टी फाई ग्राम (Tephigram या T- ϕ gram)

मौसमी प्राचली (पैरामीटर्स) जैसे, तापमान, दाब, भाद्र ता आदि के सतही और



ऊँच वायुमण्डलीय प्रेक्षणों से वर्तमान मौसम अवस्था के बारे में निष्पन्न निवालाता प्रौर सही निरूपण करना मौसम पूर्वानुमान के लिए बहुत महत्वपूर्ण है। इसके लिए कुछ ऊष्मागतिक ग्रिड तैयार किए गए हैं, जिन पर इन प्राचलो का एक साथ आलेख करके इनका अध्ययन किया जाता है। ये रेखाचित्र तत्कालीन वायुमण्डलीय अवस्था का चाक्षुष चित्र प्रस्तुत करते हैं, जिनसे निष्पन्न निवालाता बहुत आसान हो जाता है। मौसम पूर्वानुमान केन्द्रों में सर्वाधिक प्रचलित ग्रिड टीफाईग्राम के नाम से विख्यात है। भारतीय मौसम केन्द्रों में प्रयुक्त होने वाले टी-फाई (T- ϕ gram) ग्राम का नमूना चित्र (49) में दिया गया है। इन पर तापमान, आद्रता (या ओसाक) और वायु वेग के आँकड़े, ऊँचाई के अनुसार सरलता से अंकित कर दिए जाते हैं, जिनसे इनका ऊर्ध्वधर बटन एक नजर में स्पष्ट हो जाता है।

481 टीफाईग्राम का X-अक्ष, तापमान (T) तथा Y-अक्ष, एनट्रॉपी (ϕ) व्यक्त करता है। अतः इसका नाम टी फाई ग्राम रखा गया है। चूँकि ϕ विभव तापमान के लघुगणक के समानुपाती होता है, अतः Y अक्ष पर विभव तापमान (θ) ही अंकित किया जाता है।

1 इस प्रकार शैतिज रेखाओं पर विभव तापमान का मान स्थिर होता है और ये विभव तापमान की समरेखाएँ कहलाती हैं। चूँकि शुष्क रुद्धोष्म प्रक्रिया में विभव तापमान अचर रहता है, अतः इन रेखाओं को ड्राई एडिबल वेट भी कहते हैं। Y अक्ष पर विभव तापमान निरपेक्ष इकाइयों में दिया गया है। वायी और समतुल्य एनट्रॉपी पमाना भाजूल/कि ग्राम/°C, इकाईयों में व्यक्त किया गया है।

2 ऊर्ध्वधर रेखाएँ समताप रेखाएँ हैं, ये नीचे °C तथा ऊपर निरपेक्ष इकाइयों में अंकित की गई हैं।

3 वायी और से दायी ओर की उठती सीधी रेखाएँ समदाब रेखाएँ हैं, जिन पर मिलीबार अंकित किया गया है।

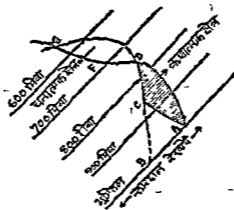
4 ऊपर की उभरी हुई वक्र रेखाएँ, जो दायी ओर उठ रही हैं, सतृप्त एडिबल वेट (Saturation adiabat) है। ये रेखाएँ एक सतृप्त वायु राशि के तापमान और दाब के सम्बन्ध बतलाती हैं, जब सतृप्त वायुराशि छद्म रुद्धोष्म अवस्था में ऊपर या नीचे गति कर रही हो। सतृप्त रुद्धोष्म पथ पर चढ़ती हुई वायुराशि अपना सघनित जल खोती रहती है। अतः जब नीचे लौटाई जाती है, तो तुरन्त रुद्धोष्म उत्पन्न के कारण असतृप्त हो उठती है। अतः शुष्क रुद्धोष्म पथ पर लौटेगी। स्पष्ट है कि यह प्रक्रिया उत्क्रमणीय नहीं है।

5 दूरी हुई रेखाएँ, जो दायी से वायी ओर थोड़ी झुकी हुई हैं, ओसाक रेखाएँ हैं। ये समरेखाएँ आद्रता मिश्रण अनुपात को व्यक्त करती हैं और साधारणतः आइसोहाइग्रिक कहलाती हैं। ये रेखाएँ उस दाब और तापमान का बोध कराती हैं, जिस पर किसी दिए गए मात्रा की जलवाष्प 1 कि ग्राम शुष्क वायु को सतृप्त कर देगी। आइसोहाइग्रिक पर 'ग्राम' इकाइयों अंकित की गई हैं। ओसाक पर आइसोहाइग्रिक का मान आद्रता मिश्रण अनुपात (m) तथा शुष्क बल्व तापमान पर आइसोहाइग्रिक का मान सतृप्त आद्रता मिश्रण अनुपात (m_s) के बराबर होता है (यदि इकाई ग्राम/कि ग्राम में ली जाए)।

6 मुख्य समदाब रेखाएँ, जैसे-1000, 900, 850, 800, 700 मिलीबार आदि के मध्य छोटे छोटे ऊर्ध्वधर निशान आभासी तापमान के लिए ऊँचाई की घुंति पढ़ते हैं।

482 गुप्त अस्थायित्व (Latent instability)

मान लीजिए वक्र, ADFE वायुमण्डल की सामान्य ह्रास दर प्रदर्शित करती है और ACDE उठाई गई वायु राशि का माग है।



चित्र (4-10)

10930
2/4/92

छायांकित क्षेत्र ACDA में वायु राशि का तापमान आसपास के वायुमण्डल की अपेक्षा कम होगा। अतः इस क्षेत्र में स्थायित्व रहेगा। किंतु बिंदु D के पश्चात् उठती हुई वायु राशि आसपास की अपेक्षा गर्म हो जाती है। अतः स्वयमेव रुद्धोष्म प्रक्रम में उठती जाएगी। चित्र (4-10) से स्पष्ट है कि बिंदु D के नीचे वायुमण्डल में स्थायित्व है, किंतु यदि किसी प्रक्रिया द्वारा वायुराशि D तक उठा दी जाए, तो उसमें अस्थायित्व का गुण स्वतः आ जाएगा।

क्षेत्र ACDA को ऋणात्मक तथा क्षेत्र DFED को घनात्मक कहते हैं। यदि घनात्मक क्षेत्र, ऋणात्मक क्षेत्र से अधिक है, तो वायुमण्डल अस्थायी कहलाएगा। इसे गुप्त-अस्थायित्व कहते हैं। इसका कारण यह है कि D के बाद वायुराशि से गुप्त ऊष्मा मुक्त होने लगती है जिससे उसका तापमान बढ़ता है और अस्थायित्व का गुण उत्पन्न होता है।

483 विभव-अस्थायित्व (Potential Instability)

अपेक्षाकृत मोटी तह की वायुराशि में साधारणतः निचला भाग अधिक आद्र होता है। जब यह वायु ऊपर उठाई जाती है तो उसका निम्न भाग पहले सतृप्त हो जाने के कारण, सतृप्त रुद्धोष्म वर से ठंडी होनी है जबकि ऊपरी भाग शुष्क रुद्धोष्म दर, अर्थात् तेजा से ठंडा होता जाता है। परिणामस्वरूप निचला भाग अपेक्षाकृत गर्म होने से अस्थायित्व उत्पन्न कर लेता है और ऊपर उठ जाता है। इसे विभव अस्थायित्व कहते हैं। विभव अस्थायित्व के लिए अनुकूल परिस्थिति यह है कि टीफाईग्राम पर आर्द्र बल्व की रेखा की ढाल (Slope) सतृप्त रुद्धोष्म वक्र से अधिक हो।

484 टीफाईग्राम के कुछ उपयोग

ऊष्मा गतिकी के कुछ वायुमण्डलीय प्राचल (पारामीटर) टीफाईग्राम द्वारा बड़ी सरलता से पात किए जा सकत हैं जैसे विभव तापमान (θ), शुष्क बल्व तापमान से शुष्क

स्ट्रॉप्म वक्र के समांतर 1000 मिलीबार स्तर तक रेखा खींची। 1000 मिलीबार पर जो तापमान पढ़ा जाएगा, वही θ है।

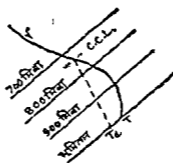
उत्थापन सघनन स्तर या L C L (lifting condensation level)—शुष्क बल्य तापमान से शुष्क स्ट्रॉप्म, आद्र बल्य तापमान से छत्र स्ट्रॉप्म तथा ओसाक से भाइसोहाइग्रिक रेखाएँ एक बिन्दु गामी होती हैं। इस बिन्दु को L C L या नामड बिन्दु कहते हैं और यह नियम नामड का पहला साध्य (proposition) कहलाता है।

आद्र बल्य तापमान (T_w) और विभवआद्र बल्य तापमान (θ_w)

शुष्क बल्य तापमान से शुष्क स्ट्रॉप्म तथा ओसाक से भाइसोहाइग्रिक के समानान्तर चलिए। दोनों का कटान बिन्दु L C L होगा। L C L से छत्र स्ट्रॉप्म वक्र के समानान्तर भूमितल के स्तर पर जाने से T_w तथा 1000 मिलीबार स्तर पर जाने से θ_w प्राप्त होगा।

$$\text{तुल्यक-तापमान } (T_e) = T + 2.5 m$$

$$\text{तुल्यक विभव तापमान } (\theta_o) = \theta + 3 m$$



चित्र (4 11)

आद्र ता मिश्रण अनुपात (m)—ओसाक पर भाइसोहाइग्रिक का मान अंतर्वेशन (interpolation) द्वारा ज्ञात किया जा सकता है। यही m का मान होगा।

सतृप्त आद्र ता मिश्रण अनुपात (m_s)—शुष्क बल्य तापमान पर भाइसोहाइग्रिक का मान m_s होगा।

सवाहनिक सघनन स्तर या C C L (Convective Condensation level)

जिस बिन्दु पर वायुमण्डलीय तापमान वक्र का भूमि-स्तरीय ओसाक से भाइसोहाइग्रिक रेखा काटती है वह C C L कहलाता है।

4 85 उदाहरण

टीपाइग्राम पर निम्नांकित आँकड़ा का आलेख तयार कीजिए।

दिल्ली, 9 1 73/05 30 बजे सुबह का रेडियो सोन्डे का प्रेक्षण ।

दाब स्तर मिलीबार	ऊँचाई (मीटर)	तापमान	श्रीमांक	वायु दिशा उत्तर से कोण	गति (नॉरि कल मील/घंटा)
983	भूमितल	10 0	1 0	315	10
954		13 4	3 4	—	—
885	1483	6 8	4 2	—	—
850	1483	2 4	5 6	315	12
700	3022	-15 7	7 0	295	10
500	5700	-15 0		295	35
400	7350	-36 9		300	40
300	10550	-49 9		275	80
200	12010	-51 0		270	85
150	13850	-59 3		275	83
100	16360	-63 5		260	52

1 भूमितल और 850 मिलीबार स्तर पर भाद्र बल्ब तापमान (T_w) ज्ञात कीजिए ।

2 भूमि व्युत्क्रमण तह की मोटाई ज्ञात कीजिए ।

3 भूमितल और 850 मिलीबार पर विभव तापमान θ , भाद्र बल्ब विभव तापमान (θ_w), भाद्रता मिश्रण अनुपात (m) तथा सतृप्त भाद्रता मिश्रण अनुपात (m_s) का मान ज्ञात कीजिए ।

4 L C L तथा C C L की ऊँचाई ज्ञात कीजिए ।

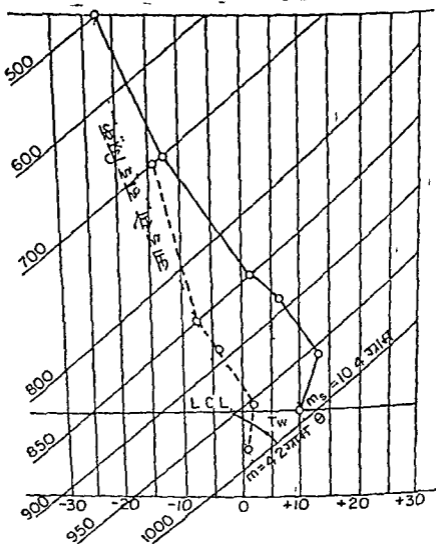
5 क्षोभ सीमा की ऊँचाई और तापमान क्या होगा ।

6 वायुमण्डल की स्थिरता प्रवस्था ज्ञात कीजिए ।

हल (1) and (3)

	T_w ($^{\circ}\text{C}$)	θ ($^{\circ}\text{C}$)	θ_w ($^{\circ}\text{C}$)	m ग्राम प्रति कि ग्राम	m_s ग्राम प्रति कि ग्राम
भूमितल	4 7	6 0	10 6	4 2	10 4
850 मिलीबार	0 8	21 0	14 2	3 2	7 8

1 भूमि ध्युत्क्रमण तह की मोटाई = $983 - 955 = 28$ मिलीबार



चित्र (4 12)

2 L C L = 868 मिलीबार और

C C L = 700 मिलीबार

3 क्षोभ सीमा स्तर = 250 मिलीबार या 10 550 किलोमीटर क्षोभ सीमा का तापमान = -50°C

4 भूमि ध्युत्क्रमण से स्पष्ट है कि निचले तहों की वायु स्थायी है।

उदाहरण—निम्नांकित रेडियो सोने प्रेक्षण से 1000 से 600 मिलीबार तक के वायुमण्डल में उपस्थित सबसेपण योग्य कुल वाष्प की मात्रा ज्ञात कीजिए।

कलकता-जुलाई 20 1968/05 30 बजे प्रात

दाब स्तर (मिलीबार)	तापमान (°C)	ओसाक (°C)
1000	27	25
950	24	22
900	22	20
850	18	17
800	16	14
750	14	11
700	11	8
650	8	3
600	3	-1
550	1	-4
500	-4	—
450	-9	—
400	-14	—
350	-21	—
300	-29	—
250	-39	—
200	-52	—
150	-66	—
100	-80	—

हल कुल अवक्षेपीय वाष्प की मात्रा ज्ञात करना

सिद्धांत एक इकाई क्षेत्रफल के वायु स्तम्भ में अवक्षेपीय वाष्प की मात्रा उस स्तम्भ में स्थित कुल जल की मात्रा है। यदि जल का घनत्व ρ_v हो, तो ΔZ ऊँचाई के स्तम्भ में स्थित जल की मात्रा

$$\Delta W = \rho_b \Delta Z$$

$$= q\rho \Delta Z \text{ (जहाँ } \rho \text{ वायु का घनत्व है, } q = \frac{\rho_v}{\rho} \text{)}$$

$$= \frac{q}{g} \Delta p, \text{ (ऋण चिह्न छोड़ दिया गया है)}$$

प्रस्तुत प्रश्न में 600 मिलीबार तक के वायु स्तम्भ को निम्नांकित तहों में बाटा जा सकता है —

1000-900, 900-800, 800-700, 700-600

प्रथम तह के लिए $\Delta p = 100 \times 1000$ डाइन/सेमी²

तथा $g = 980$ डाइन/सेमी²

श्रीसत भार्द्रता मिश्रण अनुपात $m = 18$ ग्राम/कि ग्राम

$$q = \frac{m}{1000 + m} = \frac{18}{1018} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$\begin{aligned} \text{इस तह में कुल अवक्षेपीय जल, } w_1 &= \frac{18 \times 100 \times 1000}{1018 \times 980} \\ &= 1.8 \text{ ग्राम} \end{aligned}$$

दूसरे तह (900-800 मिलीबार) के लिए श्रीसत $m = 15$ ग्राम/कि ग्राम

$$q = \frac{15}{1015} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$\begin{aligned} w_2 &= \frac{15 \times 100 \times 1000}{1015 \times 980} \\ &= 1.5 \text{ ग्राम} \end{aligned}$$

तीसरे तह (800-700 मिलीबार) के लिए श्रीसत $m = 11$ ग्राम/कि ग्राम

$$q = \frac{11}{1011} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$\begin{aligned} w_3 &= \frac{11 \times 100 \times 1000}{1011 \times 980} \\ &= 1.1 \text{ ग्राम} \end{aligned}$$

चौथे तह (700-600 मिलीबार) के लिए श्रीसत $m = 7.5$ ग्राम/कि ग्राम

$$q = \frac{7.5}{1007.5} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$\begin{aligned} w_4 &= \frac{7.5 \times 100 \times 1000}{1007.5 \times 980} \\ &= 0.8 \text{ ग्राम} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{कुल जल वाष्प की मात्रा} &= w_1 + w_2 + w_3 + w_4 \\ &= 5.2 \text{ ग्राम} \end{aligned}$$

मेघ और अवक्षेपण

(CLOUDS AND PRECIPITATION)

5 10 वायुमण्डलीय वाष्प का सघनन (Condensation)

तापमान घटने या आद्रता बढ़ते रहने से वायुमण्डलीय वाष्प, सतृप्तता बिंदु तक पहुँच जाती है और फिर जलकणों के रूप में सघनित होना आरम्भ कर देती है। जब नम हवा ऊपर उड़ कर प्रसार द्वारा भ्रोसाक तक शीतल होती है, तो मेघ कणों में तथा जब सर्दियों में भूमितल का तापमान घटने से शीतलन होता है, तो वाष्प कुहरा कणों में सघनित होती है। सघनन के लिए एक सतह की आवश्यकता होती है जिस पर जलकण अपने आपको स्थापित कर सकें। यह सतह सघनन केन्द्रक कहलाती है। केन्द्रकों की अनुपस्थिति या अत्यन्त अभाव के कारण तापमान के भ्रोसाक से नीचे आ जाने पर भी हवा सघनित नहीं हो पाती। ऐसी हवा अति सतृप्त कहलानी है। अतिसतृप्तता की दशा में हवा की सापेक्ष आद्रता 100% से अधिक सम्भव है। वास्तविक वायुमण्डल में अतिसतृप्तता बहुत थोड़ी सीमा तक ही पाई जाती है और वह भी साधारणतः ऐसी हवा में, जो प्रदूषणों से बिल्कुल मुक्त हो।

यूँ तो वायुमण्डल में पर्याप्त मात्रा में धूल आदि के सूक्ष्म कण विद्यमान रहत हैं, किन्तु सभी कण सघनन केन्द्रक नहीं बन सकते। सघनन केन्द्रक बही कण बन सकते हैं, जिनमें जल वाष्प के प्रति आकर्षण हो। ड्रह-आद्रता प्राही (Hygroscopic) केन्द्रक कहते हैं। वायुमण्डल में विद्यमान जलकण स्वतः सघनन केन्द्रक का कार्य करते हैं। ये सम-केन्द्रक कहलाते हैं, किन्तु वायु मण्डल में बहुत कम मिलत हैं। दूसरे केन्द्रक जैसे, नमक, धूल के कण, अथवा चिमनियों से निकले वायु प्रदूषक, विषम केन्द्रक कहलाते हैं।

केन्द्रक यदि अधिक आद्रता प्राही है, तो सतृप्तता की अवस्था से पूर्व ही सघनन हो सकता है। ऐसी दशा में हवा उप सतृप्त कहलाती है। सापेक्ष आद्रता 100% से कम पर भी, कुछ कुहर या कुहासा का पाया जाना इसी का परिणाम है।

5 11 यदि भ्रोसाक 0°C से कम है, तो जल वाष्प हिमकणों के रूप में सघनित होगा। शंस से सीधे ठोस में परिवर्तित होने की यह क्रिया उच्च पातन (सब्लीमेशन) कहलाती है। अत्यधिक सर्दियों वाली रात्रि में भ्रोसाक हिमाक चिन्दु से साधारणतः नीचे आ जाता है और भूमितल की हवा जब इस सीमा के नीचे शीतल हो जाती है तो घास या फसल की पत्तियों पर, हिमकणों के रूप में जम जाती है। इसी को सुषार या पाला के नाम से जाना जाता है।

5.12 वायु विलय (Aerosol)

वायुमण्डल में निलम्बित ठोस या द्रव से सूक्ष्म कण वायु विलय कहलाते हैं। वायु विलय की सांद्रता प्रति घन सेमी प्राकृतिक हवा में इनकी संख्या से जानी जाती है। इनका आकार साधारणतः 10^{-7} से $1\mu^{-3}$ सेमी व्यास तक का होता है। ये वायु विलय जल वाष्प की प्रकृति के होने पर सघनन के द्रव का कार्य कर सकते हैं। 10^{-7} सेमी से कम व्यास वाले कण, जो वायुमण्डल में बहुत कम पाए जाते हैं, आउनिगन-कण कहलाते हैं और और इनकी गति आउनिगन गति कहलाती है। ये कण इतने छोटे होते हैं कि इन पर सघनन होना सम्भव नहीं है।

10^{-8} सेमी व्यास से बड़े कण भारी होने के कारण, वायु के बहाव में कम कर बूंदों के रूप में नीचे गिरना आरम्भ कर देते हैं।

वायु विलय साधारणतः तीन वर्गों में बांटे जा सकते हैं

(1) एटकन के द्रक

ये 10^{-7} से 10^{-5} सेमी व्यास के सूक्ष्मकण होते हैं, जो साधारणतः अवक्षेपण में कोई भाग नहीं लेते। इनकी सांद्रता महासागरों के ऊपरी वायुमण्डल में निम्नतम होती है, जहाँ प्रति घन सेमी एटकन के द्रक कुछ सौ की संख्या में मिलते हैं। औद्योगिक नगरों में भूमि तल के आसपास एटकन के द्रक की सांद्रता कुछ लाख प्रति घन सेमी तक पायी जाती है। किसी स्थान विशेष पर इनकी सांद्रता, मौसम तत्वों जैसे-वायु वेग, सर्वाह्निक मिश्रण, आद्रता, सौर ऊष्मा आदि पर निर्भर करती है।

(2) बृहत के द्रक

ये कुछ बड़े (10^{-5} - 10^{-4} सेमी व्यास) के द्रक हैं, जो मौसमी तत्वों द्वारा अपेक्षाकृत कम प्रभावित होते हैं। इनकी सांद्रता कुछ से लेकर कुछ सौ के द्रक/घन सेमी तक पायी जाती है। औद्योगिक क्षेत्रों में प्रदूषकों के कारण सांद्रता और बढ़ जाती है।

(3) विशाल के द्रक

ये सबसे बड़े आकार (10^{-4} - 10^{-3} सेमी व्यास) के वायु विलय हैं, जो अवक्षेपण में सबसे अधिक भाग लेते हैं। समुद्रों के ऊपर नमक कणों तथा औद्योगिक क्षेत्रों में प्रदूषकों के रूप में इनकी अधिकता पायी जाती है। जलकणों के बनने के समय, सभी बृहत और विशाल कण सघनन के द्रक बनाने की क्षमता रखते हैं।

5.13 वायु विलय के स्रोत

वायुमण्डलीय वायु विलय निम्नांकित पाच विधियों द्वारा उत्पन्न होते हैं

- (1) जलवाष्प के सघनन का उध्वपातन।
- (2) मानव निर्मित औद्योगिक चिमनिया तथा मोटर-गाड़ियों द्वारा निकल प्रदूषक।
- (3) वायुमण्डलीय ट्रेस गैसों पर सौर विकिरण तथा आद्रता के फोटो, रासायनिक प्रक्रिया द्वारा।

(4) पृथ्वी सतह के यांत्रिक विनाश या अपरदन (erosion) द्वारा उत्पन्न ठोस कणों का वायुमण्डल में प्रकीर्णन (dispersion)।

समुद्र सतह के कण तथा धूल म खनिज धूल कणों का वायुमण्डल में व्याप्त होना इनका उदाहरण है।

(5) उन के द्रका के स्कन्दन (Coagulation) से जो दूसरे के द्रको से मिलकर बड़े कणों का निर्माण करते हैं।

5.14 मेघों का घनना

वायुमण्डल में जलकणों या हिमकणों का चाक्षुष (Visual) रूप बाँदल कहलाता है। मेघ कण जलवाष्पी के सघनन द्वारा उत्पन्न होते हैं।

हवा का कषण (drag) प्रतिरोध इन मेघ कणों को नीचे गिरने से रोकता है। ये कण हवा में तैरते हैं तथा विभिन्न प्रक्रमों के अतृप्त विकसित हात रहते हैं। कोई मेघ कण जब पर्याप्त आकार ग्रहण कर लेता है, तो अपने भार के कारण वर्षा की बूँदों के रूप में गिरने को बाध्य हो जाता है। जब मेघ कण का भार कषण प्रतिरोध के ठीक बराबर हो जाता है तो यह जिस वेग से नीचे की ओर गिरता है वह उसका अन्तिम वेग (terminal velocity) कहलाता है। इस अवस्था में त्वरण शून्य होता है। अन्तिम वेग का मान मेघ कणों के आकार के साथ बदलता जाता है। बड़े कण, छोटे कणों की अपेक्षा तीव्र गति से गिरते हैं।

कषण प्रतिरोध (D), अन्तिम वेग (v) तथा बूँद का व्यास (d) निम्नांकित सम्बन्धों में बँधे हैं

$$D = K\rho_1 v^2 d^2,$$

जहाँ K एक स्थिरांक तथा ρ हवा का घनत्व है। जल कणों के विभिन्न आकारों के लिए v का मान सारिणी (5.1) में दिया गया है।

सारिणी (5.1)

कणों का विवरण	कणों का व्यास (मिमी)	अन्तिम वेग (मीटर/सेकण्ड)
वर्षा की बड़ी बूँद	5	8.9
वर्षा की छोटी बूँद	1	4.0
वर्षा की सूक्ष्म बूँद	0.5	2.8
फुहार कण	0.2	1.5
बृहत् मेघ कण	0.1	0.3
साधारण मेघ कण	0.05 से 0.01	0.076 से 0.003
सूक्ष्म कण	0.0	0.007

5-6 मिमी व्यास से बड़ी जल की बूँदें कई बूँदों में साधारणतः टूट जाती हैं, अतः वास्तविक रूप में v की अधिकतम सीमा निर्धारित की जा सकती है।

5 15 सामान्य रूप से हवा का, घोंगा के नीचे तक शीतलन निम्नांकित प्रक्रमों द्वारा होता है

(1) ठण्डे भूमितल के संचालन द्वारा शीतलन

इस प्रक्रम से भूमि तल और उसके समीप की वायु तह शीतल जाती है, जिससे जल वाष्प छोड़ने के रूप में सघनित हो जाते हैं। यदि घोंसाक 0°C से कम होगा, तो गल्प या ऊर्ध्वपातन सुषार के रूप में सम्भव है। विधुग्ध (turbulent) मिश्रण द्वारा यदि शीतलन कुछ ऊपर तक फैल गया तो बुद्धरा या बुहाता उत्पन्न हो सकता है।

(2) वायु राशियों के उत्पापन से प्रसार के कारण

उद्धोष्म शीतलन होता है और इसी शीतलन के कारण, वाष्प सघनित होकर मेघ वाणों को जम देती है।

सत्राहनिक् धाराओं के प्रतिरिक्त पवतीय ढाल तथा विशोभो द्वारा भी वायु राशियाँ ऊर्ध्वधर गति प्राप्त कर लेती हैं।

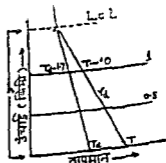
(3) विकिरण द्वारा शीतलन

(4) शीतल हवा या नमी के अभिवहन से

5 16 उत्पापन संजनन स्तर (L C L) पर सघनन क्रिया प्रारम्भ होती है, अतः इस स्तर को सत्राहनिक् मेथो व। प्राधार माना जा सकता है तथा इसकी ऊँचाई टी फाई ग्राम द्वारा सरनना (वक्र) पडी जा सकती है।

उत्पापन संजनन स्तर की ऊँचाई ज्ञात करने की एव विधि और है।

असतृप्त वायु राशि का हास दर (D A L R) = 10°C प्रति किमी। ऊँचाई के साथ घोंसाक भी घटता जाता है, जिसका हास दर सामान्य अवस्था में लगभग $1.7^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ पाया जाता है। मान लीजिए, भूमितल पर वायु राशि का तापमान T तथा घोंसाक T_b है। वायु राशि के उठने से T , $10^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ तथा T_b , $1.7^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ की दर से कम होता जाएगा। उत्पापन सघनन स्तर पर वायु राशि सतृप्त हो जाएगी। अतः T और T_d बराबर हो जाएँगे।



चित्र (51)

चूँकि 1 किमी चढ़ने में T और T_d का अंतर $(10 - 1.7) = 8.3^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ घटता है, अतः अंतर $T - T_d$ को शून्य कर देने में वायु राशि को यदि h ऊँचाई तक उठना पड़े, तो

$$h = \frac{1000}{8.3} (T - T_d) \text{ मीटर}$$

$$= 120 (T - T_d) \text{ मीटर (लगभग)}$$

h उदात्त सघनन स्तर की ऊँचाई है।

5 2 वक्रता और विलेय प्रभाव (Curvature and Solute effect)

जब हवा सतृप्त हो जाती है, तो उसका वाष्पदाब, सतृप्त वाष्पदाब कहलाता है। इस अवस्था में वायुराशि में वाष्प और जल कण सन्तुलन की अवस्था में रहते हैं। सतृप्त वाष्पदाब का मान विभिन्न वक्रता सतहों पर भिन्न भिन्न होता है।

यदि किसी समतल सतह पर शुद्ध हवा का सतृप्त वाष्प दाब e_s और किसी वक्र सतह पर e'_s हो तो

$$e'_s = e_s \left(1 + \frac{k}{r} \right)$$

जहाँ k , एक घनात्मक स्थिरांक तथा r सतह की वक्रता त्रिज्या है। वायुमण्डलीय सघनन साधारणतः गोलाकार (उत्तल) सतह वाले केंद्रों पर होता है। इस सम्बन्ध में दो निष्पत्ति निकलते हैं

(1) वक्र तला (उत्तल) पर सतृप्त वाष्प दाब की मात्रा अधिक है। अतः सघनन केंद्रों पर वाष्प की सघनित होने के लिए अति-सतृप्त होना अनिवार्य है। यह प्रभाव सघनन अर्थात् मेघकणों की उत्पादन क्षमता को घटाता है।

(2) r , जितना कम होगा (अर्थात् मेघकण जितने छोटे होंगे) अति-सतृप्तता की आवश्यकता उतनी ही अधिक होगी। बूँदें बड़ी होने पर अपेक्षाकृत सरलता से उन पर सघनन हो जाता है। स्पष्ट है कि मेघ कणों की वृद्धि दर उनके आकार के समानुपाती होगी अर्थात् बड़े कण छोटे कणों की अपेक्षा तेजी से विकसित होंगे।

उपयुक्त प्रभाव सघनन पर वक्रता प्रभाव कहलाता है।

5 2 1 वायुमण्डलीय हवा समाश्रित प्रदूषणों से बिल्कुल मुक्त नहीं होती। इसमें कुछ लवण सदा घुले रहते हैं। यह विलयन भी सतृप्त दाब पर प्रभाव डालता है, जिसे विलेय प्रभाव कहते हैं। शुद्ध हवा की अपेक्षा दूषित हवा किसी सतह पर शीघ्र सघनित होने की प्रवृत्ति रखती है। यह प्रभाव मेघ कणों की वृद्धि के अनुकूल और वक्रता प्रभाव के विपरीत होता है।

यदि किसी सतह पर शुद्ध हवा का सतृप्त वाष्प दाब e_s तथा प्रदूषण युक्त हवा का सतृप्त वाष्प दाब e''_s हो, तो

$$e''_s = e_s \left(1 - \frac{C}{r^3} \right)$$

जहाँ r सघनन केंद्रक (मेघ-कण) की त्रिज्या तथा C एक स्थिरांक है। यह स्थिरांक घुले हुए लवण की सांद्रता तथा उसके आणविक भार पर निर्भर करता है। इस समीकरण के अनुसार, दूषित हवा का सतृप्त वाष्प दाब, शुद्ध हवा के सतृप्त वाष्प दाब से कम होगा, अर्थात् दूषित हवा, शुद्ध हवा से पहले ही सतृप्त हो जाएगी।

5 2 2 उपयुक्त दोनों प्रभावों के संयुक्तीकरण से निम्नांकित समीकरण प्राप्त होता है

$$e_s = e_s \left(1 + \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3} \right)$$

जहाँ A और B स्थिरांक हैं और e_s रेणामी सतृप्त वाष्प दाब है।

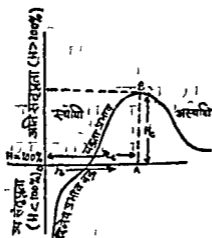
यदि $\left(\frac{A}{r} - \frac{B}{r^3} \right)$ घनात्मक है, तो वक्रता प्रभाव प्रमुख होता है। इस दशा में

सघनन के लिए अतिसतृप्तता की आवश्यकता होगी। सापेक्ष आद्रता 100% से अधिक पॉयी जाएगी। बड़े मेघ करणों के लिए (जहाँ r का मान अधिक हो) यह स्थिति लागू हो सकती है।

बहुत छोटे करणों के लिए साधारणतः $\left(\frac{A}{r} - \frac{B}{r^3}\right)$ ऋणात्मक हो जाती है तथा

इस अवस्था में विलेय प्रभाव प्रमुख हो जाता है, जिससे 100% से कम सापेक्ष आद्रता पर भी केन्द्रको पर सघनन हो सकता है।

छोटे करणों पर विलेय प्रभाव तथा बड़े करणों पर वक्रता प्रभाव की प्रमुखता चित्र (52) में स्पष्ट की गई है।



चित्र (52)

r बढ़ने से H का मान बढ़ जाता है, किन्तु यह मान एक उच्चतम बिन्दु (H_c) के बाद r के साथ घटने लगता है। H_c को क्रान्तिक सापेक्ष आद्रता तथा उसके संगत अर्ध व्यास r_c की क्रान्तिक अर्ध व्यास कहते हैं। क्रान्तिक रेखा AB के दायीं ओर जलकरणों से वाष्पीकरण नहीं होता, जबकि बायीं ओर होता रहता है। दूसरे शब्दों में, AB से बायीं ओर जहाँ H घटने से r का मान घटता है, स्थायी वायुमण्डल की अवस्था रहती है, जबकि दायीं ओर वायुमण्डल अस्थायी होता है। इस प्रकार दायीं ओर H का मान घटने पर r का घटना समझाया जा सकता है।

$$\text{क्रान्तिक बिन्दु } B \text{ पर } \frac{dH}{dr} = 0, \text{ जहाँ } H = 1 + \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3}$$

$$r_c^3 = \frac{3B}{A}$$

5.23 उपयुक्त व्याख्या से यह स्पष्ट है कि जैसे-जैसे जल करण बड़े होते जाते हैं सघनन के लिए सामान्य गतृप्तता ($H = 100\%$) के निकट होत जाते हैं तथा इन पर वक्रता और विलेय, दोनों प्रभाव कम हो जाते हैं। एक सीमा के बाद जल की बूँद घुँद तथा गमगम गतृप्त की ही उपगाधी बन जाती है।

5.24 इस प्रकार मेघ कणों की वृद्धि दर निम्नांकित बातो पर निर्भर करती है

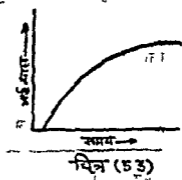
- 1 केन्द्रक का आकार
- 2 केन्द्रक की प्रकृति
- 3 हवा की गति-सतृप्तता
- 4 हवा का प्रसरण-गुणांक
- 5 केन्द्रक की ताप संचालकता

कणों का अर्द्ध व्यास और समय का एक अर्द्ध घन परवलयीय (semi cubical parabola) चित्र (5.3) होता है। यदि तापमान 0°C , सतृप्तता 105% तथा केन्द्र का प्रारम्भिक अर्द्ध-व्यास 0.0075 मिमी हो, तो कणों,

0.01 मिमी होने में 2 मिनट,

0.1 मिमी होने में 2700 मिनट,

तथा 0.4 मिमी होने में 45000 मिनट लगेंगे।



5.30 मेघों का वर्गीकरण

शीतलन तथा सघनन प्रक्रमों के आधार पर, सन् 1803 में पहली बार ल्यूव होबड ने मेघों का, विभिन्न प्रकारों में सफलतापूर्वक वर्गीकरण किया। तब से कई अंतरराष्ट्रीय समितियों ने मेघों के नए-नए नाम देकर अनेक वर्गीकरण प्रस्तुत किए। वर्तमान स्वीकृत वर्गीकरण विश्व मौसम सभ के तत्वावधान में, मेघ और जलों की अध्ययन समिति ने तैयार किया, जो सन् 1956 में मेघ एटलस के नाम से चार भागों में प्रकाशित किया गया है।

मेघों का बनना, जतने वृद्धि या ह्रास होना वायुमण्डल में एक अविरत प्रक्रम है, अतः व्यष्टित्व (individuality) के आधार पर, अतगिनत प्रकार के मेघ सम्भव हैं अतः उनके वर्गीकरण के लिए कुछ सहस्रपूर्ण धाराएँ निश्चित कर ली गई हैं, जैसे —

- 1 भूमितल से मेघ के आधार तथा शीप की ऊँचाई
- 2 मेघ के ऊर्ध्वधर विस्तार का माप
- 3 मेघ कणों की प्रकृति, वाष्प कण, जल कण या हिम कण

5.31 प्रेरणों से यह ज्ञात हो चुका है कि मेघों के आधार (निचला तल जो भूमि से दिखाई देता है) की ऊँचाई अलग-अलग प्रकारों के लिए अलग-अलग होती है। उष्ण कटिबंधों में यह ऊँचाई समुद्रतल से 18 किमी ऊँचाई तक साधारणतः हो सकती है। उच्च अक्षांशों में यह ऊँचाई कम होती जाती है, क्योंकि मेघ सामान्य रूप से क्षीम सीमा के नीचे ही बनते हैं और यह क्षीमांशों के साथ घटती जाती है।

आधार तल की ऊँचाई के अतिरिक्त मेघों का ऊर्ध्वधर विस्तार अलग-अलग पाया जाता है। कुछ मेघ पतलो तह के 'स्तरी प्रकार' के होते हैं, तो कुछ ऊर्ध्वधर वायुमण्डल में बहुत ऊँचाई तक स्तम्भ की भाँति विकसित रहते हैं, जैसे—वज्रपात के मेघ। सवाह्निक धाराएँ तथा वायुमण्डलीय अस्थिरता मेघों का ऊर्ध्वधर विकास करने में सहायक होती है।

मेघ कणों का प्रवार भी कुछ सीमा तक मेघ को अलग-अलग पहचानने में सहायक हो सकता है। निचने स्तर पर बनने वाले मेघ, वाष्प या जल कणों से बनते हैं जबकि हिमोंक तल से ऊपर मेघ साधारणतः हिम कणों या कुछ मात्रा में अतिशीतल, जल कणों से युक्त रहते हैं।

5 32 आधार तल की ऊँचाई के आधार पर मेघ तीन समूहों में विभक्त किए गए हैं,

(1) निम्न मेघ (2) मध्यम मेघ (3) उच्च मेघ।

इन मेघों के आधार तलों की ऊँचाइयाँ वायुमण्डलीय कक्षाओं से उष्ण कटिबंध, मध्य अक्षांश तथा ध्रुवीय क्षेत्रों के लिए अलग अलग निश्चित की गई हैं। इस प्रकार

सारणी (5 1)

मेघ-आधार तलों की ऊँचाई सीमा

मेघ समूह	उष्ण कटिबंध	शीतोष्ण कटिबंध	ध्रुवीय क्षेत्र
निम्न मेघ	भूमितल-2 किमी	भूमि तल-2 किमी	भूमि तल-2 किमी
मध्यम मेघ	2-8 किमी.	2-7 किमी	2-4 किमी
उच्च मेघ	6-18 किमी	5-13 किमी	3-8 किमी

उच्च मेघों की ऊपरी सीमा विभिन्न अक्षांशों में वहाँ की क्षोभ सीमा की औसत ऊँचाई से लगभग बराबर ही रखी गई है।

5 33 मेघ-वर्षा के आधार पर उपर्युक्त समूहों का पुनः उप-विभाजन किया गया है। मुख्य मेघ प्रकार सारणी (5 2) में दिये गये हैं। अंतिम कॉलम में इन प्रकारों का संक्षिप्त नाम दिया गया है, जो इनके लैटिन नामों के संक्षिप्तीकरण से बनाया गया है।

निम्न मेघ पुनः दो उप-समूहों में बाँट दिए गए हैं—

1 वे मेघ, जिनका ऊर्ध्वाधर विस्तार नहीं होता है। ये साधारणतः एक पतली तह के रूप में क्षैतिज विस्तार के मेघ हैं। इन्हें स्तरी मेघ कहते हैं।

2 वे मेघ, जिनमें अत्यधिक ऊर्ध्वाधर विस्तार हाता है। ऊर्ध्वाधर वायु धारामों द्वारा आद्रता के उत्पादन के परिणामस्वरूप ही इन मेघों का विकास होता है। ये कपासी या ऊँच विस्तार के मेघ कहलाते हैं।

सारिणी 5 2

मेघ समूह	उप विभाजन	संक्षिप्त नाम
उच्च मेघ	1 पक्षाम (Cirrus)	Ci
	2 पक्षाम स्तरीय (Cirrostratus)	Cs
	3 पक्षाम कपासी (Cirrocumulus)	Cc
मध्यम मेघ	1 मध्य स्तरी (Altostratus)	As
	2 मध्य कपासी (Alto cumulus)	Ac
निम्न मेघ 1 निम्न स्तरी मेघ	1 स्तरी (Stratus)	St
	2 स्तरी कपासी (Strato cumulus)	Sc
	3 कपासी (Cumulus)	Cu
	2 ऊर्ध्व विस्तार के मेघ	4 कपासी वर्षी या वज्रपात मेघ (Cumulonimbus or Thundercloud)

5 34 उपयुक्त मेघ प्रकारों का संक्षिप्त परिचय निम्नांकित है।

(1) पक्षाम मेघ

श्वेत तंतुमय या सर्पिल बैंड के धब्बों जैसी आकृति का मेघ है। जो मूलतः से रेणुमय के रेणुओं की तरह दिखाई देता है। यह मेघ मुख्यतः हिमकणों से बना होता है और अनुकूल परिस्थितियों में स्तरी पक्षाम या कपासी पक्षाम में विकसित हो सकता है। ह्रास होने पर यह मेघ समाप्त हो जाता है।

(2) पक्षाम कपासी

यह पतले श्वेत धब्बों या तंतुओं का मेघ है लेकिन ये तंतु दानों या उमिकाओं की प्रावृत्ति की छोटी-छोटी लहरों द्वारा बनी होती है। ये लहरें एक दूसरे के समानान्तर स्थापित होकर एक नियमित व्यवस्था प्रस्तुत करती हैं। अधिकतर लहरों की पट्टी 1 मिनट से कम चौड़ी होती है।

कपासी पक्षाम मुख्यत हिमकणों तथा अशत अतिशीतल जलकणों से मिलकर बिना होता है। साधारणत इस मेघ की वृद्धि मध्य-कपासी मेघ में हो जाती है। ह्रास होने पर यह पक्षाम बन जाता है या फिर समाप्त हो जाता है।

(3) पक्षाम स्तरी

यह बहुत श्वेत, पारदर्शी तथा पतले तह का मेघ है, जो साधारणत आकाश का अधिकांश भाग घेर लेता है और विस्तृत क्षैतिज गुठिका (Veil) का आकार ग्रहण करता है। नीचे से इसका स्वरूप चिकना दिखाई देता है। सूर्य और चंद्रमा के चारों ओर प्रभा मण्डल इसी मेघ द्वारा किरणों के आवतन के फलस्वरूप दिखाई देता है। स्तरी पक्षाम से मेघाच्छन्न हानु पर भी आकाश आशिक रूप में दृश्य रहता है।

यह भी मुख्यत हिमकणों या अतिशीतल जल कणों से बना होता है। स्तरी पक्षाम मेघ की वृद्धि मध्यस्तरी मेघों में होती है। ह्रास के समय यह साधारणत पक्षाम, या कपासी पक्षाम बन जाता है अथवा अदृश्य हो जाता है।

(4) मध्य कपासी

यह श्वेत या भूरे धब्बों या तहों वाला मेघ है, जिसकी तहें इतनी मोटी होती हैं कि सूर्य की किरणों को साधारणत रोक देती हैं। इस मेघ की छटा निश्चित होती है। यह गोलाकार मेघ राशियों या रोल मेघों से मिलकर बना होता है, जो आशिक रूप से रेशेदार हो सकता है। मध्य कपासी मेघों के गोले उतने नियमित नहीं दिखाई देते जितने पक्षाम कपासी के दिखाई देते हैं। मध्य कपासी के गोले 1 से 5 अंश तक चौड़े हो सकते हैं। आधार 2 से 5 किमी तक ऊँचा हो सकता है।

मध्य कपासी मेघ मुख्यत जलकणों से बना होता है। इसकी वृद्धि कपासी या स्तरी कपासी में हो सकती है। ह्रास होने पर यह साधारणत समाप्त हो जाता है।

(5) मध्य स्तरी

यह भूरी या नीली छटा वाली मेघों की समूह या तह है जिसका स्वरूप साधारणत उँधेदार होता है। यह क्षैतिज आकाश के सँकड़ा किलोमीटर क्षेत्र में अविच्छिन्न रूप से विस्तृत होती है। इसका ऊर्ध्वाधर विस्तार भी कुछ सौ मीटर तक हो सकता है। जिस स्थान पर तहें अपक्षायित पतली होती हैं वहाँ यह मेघ सूर्य की किरणों को पूर्णत नहीं रोक पाता। प्रभामण्डल की घटना इन बादलों से नहीं होती। आधार की ऊँचाई विभिन्न अक्षांशों में 2 से 5 किमी तक पाई गई है।

यह बादल साधारणत मूसलाधार वर्षा करने की क्षमता रखता है। बरसते समय इसका रंग गहरा भूरा हो जाता है तथा सांद्रता और अधिक बढ़ जाती है। घनत्व के कारण इस अवस्था में मेघ तहें और नीचे आकर, सूर्य किरणों को पूर्णत रोक देती हैं। इस अवस्था में इन मेघों को वर्षा स्तरी मेघ (Nimbostratus) के नाम से भी जाना जाता है। किंतु कुछ मौसम विज्ञानिक इस अलग नाम की आवश्यकता नहीं समझते, अतः इन मेघ प्रकारों की प्रस्तुत विभाजन सूची में स्थान नहीं दिया गया है।

मध्य स्तरी मेघ साधारणत जलकणों तथा आशिक तौर पर हिमकणों से बना होता है। इसकी वृद्धि घन मध्य स्तरी या स्तरी मेघ में होती है। वहीं-वहीं कपासी स्तरों में भी

यह परिवर्तित हो जाता है। ह्रास के समय यह विरल होता जाता है और अतः समाप्त हो जाता है।

(6) स्तरी कपासी

यह सफेद या भूरी चादर भयवा तहो वाला सामान्य रूप से अविच्छिन्न मेघ है। तहो की मोटाई 100 से 1000 मीटर तक पाई जाती है। अधिक धूरे भाग साधारणतः गोलाकार मेघ राशियों भयवा बेलनाकार मेघ राशियों से बने होते हैं, जो कहीं-कहीं नियमित और कहीं अनियमित आकृतियाँ धारण किए रहते हैं। नियमित गोलाकार वायु राशियों की चौड़ाई लगभग 5 मश होती है। यह मेघ जलकणों से बना होता है, जिसमें अक्सर बड़ी बूँदें पर्याप्त सख्या में विद्यमान रहती हैं। इसकी वृद्धि साधारणतः विशाल कपासी मेघों म तथा ह्रास छोटे कपासी मेघों में हुआ करता है।

(7) स्तरी

यह धूरे चादलो की अविच्छिन्न समतह होती है, जो आकाश में एक क्षैतिज चादर की तरह विस्तृत होती है। यह मेघ भूमि तल से कुछ ही ऊँचाई पर (लगभग 600 मीटर) साधारणतः तेज गति से चलता हुआ दिखाई देता है। ऊँचे स्थानों पर यह कुहरे का आभास देता है। इसका ऊर्ध्वाधर विस्तार 50 मीटर से 300 मीटर तक हो सकता है। तह इतनी पतली होती है कि सूर्य किरणों को रोक नहीं पाती। परिस्थिति के अनुसार, स्तरी मेघ, कपासी या मध्य-स्तरी में रूपांतरित हो सकता है।

(8) कपासी

यह तीक्ष्ण रूप रेखा का गहरा ऊर्ध्वाधर विस्तार वाला मेघ है, जो क्षैतिज रूप से अपेक्षाकृत बहुत कम जगह घेरता है। इसका ऊपरी भाग गुब्बद या मीनार की आकृति जैसा दिखाई देता है, कभी कभी ऊपरी भाग क्षैतिज दिशाओं में प्रसारित होकर गोभी के फूल जैसा आकार ग्रहण कर लेता है। किरणों के परावर्तन के कारण, ऊपरी भाग चमकीला दिखाई देता है, जबकि आधार काफी गहरे रंग का होता है। आधार की ऊँचाई 300 से 1600 मीटर तक हो सकती है। शीघ्र साधारणतः 6-7 किमी की ऊँचाई तक पहुँचता है।

कभी-कभी यह मेघ कई छोटे टुकड़ों में खण्डित हो जाता है, या छोटे आकार में ही विकसित हो पाता है। इन्हें स्वच्छ मौसम कपासी कहा जा सकता है। कपासी मेघ साधारणतः जलकणों और जल की बड़ी बूँदों से मिलकर बना होता है। इसकी वृद्धि कपासी वर्षा अथवा स्तरी कपासी म तथा ह्रास मध्य कपासी में हुआ करता है।

(9) कपासी वर्षा

यह अत्यधिक घना और ऊर्ध्वाधर विस्तार का मेघ है, जो कभी कभी क्षोभ सीमा तक भी पहुँच जाता है। इसका आकार पहाड़ों की तरह विशाल होता है। मध्य अक्षांशों में 10 किमी तथा उष्ण वृष्टिबन्धों में 1-15 किमी ऊँचाई तक यह मेघ पहुँच जाता है। कभी कभी विस्तार इससे भी अधिक देखा गया है। ऊपरी भाग साधारणतः चमकीला और रेशदार होता है। जेट धारियों के प्रवाह में इसका शीघ्र क्षैतिज दिशा में बिखर कर निहाई (anvil) की आकृति धारण कर लेता है। कपासी वर्षा के आधार तल के नीचे बहुत स खण्डित मेघों के टुकड़े पाए जाते हैं। क्षैतिज आकार 5 से 15 किलोमीटर व्यास में सीमित होता है तथा आधार की ऊँचाई 200 से 1500 मीटर तक

साधारणतः पायी जाती है। इस मेघ का निचला भाग मुख्यतः जलकणों से बना होता है, किंतु ऊपरी भाग में हिमकण, बड़े बूँदें तथा बड़े धोला के टुकड़े पाये जाते हैं। बसपात, हिमपात तथा टोरनेडो घटनाएँ इसी मेघ से सम्बन्धित हैं। इसकी वृद्धि वृहत् वर्षा की वर्षों तथा हास वर्षा की वर्षों में होती है।

5 40 अवक्षेप प्रक्रम (Precipitation Process)

मेघ कणों की मात्रा वृद्धि की त्रिया विधि ही अवक्षेप प्रक्रम कहलाती है। मात्रा जब इतना बढ़ जाता है कि उसका भार, वायु प्रतिरोध को सन्तुलित कर लेता है, तो कण अतिम वेग प्राप्त कर लेता है और वर्षा की बूँद के रूप में गिरने लगता है। यह अवक्षेप प्रक्रम वह है, जो मेघ कणों का संयोग करा कर कुछ वृहत् कणों का उत्पादन कर सके। 005 मिमी त्रिज्या के कणों की अपेक्षा 0.5 मिमी त्रिज्या का मेघ कण लगभग 10 लाख गुना भारी होता है। सबसे छोटा जल कण, जो फुहार के रूप में लगभग सात घंटा में नीचे गिर सकता है, 0.1 मिमी त्रिज्या का होना चाहिए।

मेघ कणों के वर्षा-बूँदों तक विकसित होने के सम्बन्ध में दो सिद्धान्त निम्नांकित हैं-

5 41 बर्जरान का हिम क्रिस्टल सिद्धान्त

बर्जरान (1935) का यह सिद्धान्त मुख्यतः उच्च भूभाषों में होने वाली वर्षा की व्याख्या करता है, जहाँ अधिकतर मेघ हिमाक स्तर से पर्याप्त ऊँचाई तक पहुँच जाते हैं, क्योंकि हिमाक स्तर इन क्षेत्रों में काफी नीचे होता है। उष्ण कटिबंधीय क्षेत्रों की केवल वही वर्षा इस सिद्धान्त से समझाई जा सकती है जहाँ मेघ ऊर्ध्वाधर विस्तार के कारण हिमाक तल से बहुत आगे तक जा सकें। इसका कारण यह है कि इस सिद्धान्त में यह कल्पना कर ली गई है कि मेघ में अतिशीतल जल कण तथा हिमकण साथ-साथ स्थित हैं।

0°C से -10°C तक मेघ मुख्यतः अतिशीतल जलकणों से ही बना होता है, किन्तु -10°C से -41°C तक अतिशीतल जलकण तथा हिमकण दोनों पाए जाते हैं। जैसे जैसे तापमान कम होता जाता है, हिमकणों की संख्या बढ़ती जाती है। -41°C से कम तापमान पर मेघ पूरातः हिमकणों से बना होता है। यह स्थिति उच्च मेघों में रहती है जिनसे साधारणतः कोई अवक्षेपण नहीं पाया जाता है।

अतिशीतल जलकणों के ऊपर सतृप्त वाष्प दाब, हिमकणों के ऊपर के सतृप्त वाष्पदाब से अधिक होता है। इसका तात्पर्य यह है कि हिमकणों के ऊपर की हवा पहले सतृप्त हो जाएगी।

विभिन्न तापमानों पर अतिशीतल जलकण तथा हिमकणों के ऊपर सतृप्त वाष्प दाब की मात्रा (सारिणी 5.3) में दी गई है, जिससे दोनों का अंतर स्पष्ट हो जाता है। यह अंतर -12°C पर सर्वाधिक पाया गया है और इसके बाद तापमान कम होने पर अंतर भी कम होने लगता है। इसलिए बर्जरान का सिद्धान्त इसी तापमान के आसपास सबसे अच्छी तरह लागू होता है।

जब अतिशीतल जल और हिमकण दोनों साथ-साथ स्थित होते हैं, तो हिमकणों के आसपास सतृप्त अवस्था पहले ही स्थापित हो जाती है, जबकि जल का वाष्पीकरण जारी रहता है। यह वाष्पीकरण हिमकणों पर अति सतृप्तता की स्थिति उत्पन्न कर देता है जिससे वाष्प उच्चपातन द्वारा हिमकणों पर संचयित होता रहता है। इस प्रकार हिमकणों में मेघ कणों के निक्षेपण (deposition) में वृद्धि करते रहते हैं।

हिमकणों पर मेघ बूँदों का उन्वपासन से वाष्प दाब पुन घट जाता है, जिससे जल का वाष्पीकरण अधिकिष्ठ रूप से चलता रहता है और हिमकण अतिशीतल जलकणों के मूल्य पर बृद्धि करने रहते हैं।

अपभित घाकार के बाद अतिम वेग से ये हिमकण गिरना प्रारम्भ करते हैं तथा माग से घाने वाले मेघ बूँदों के सघटन से घाकार में और वृद्धि प्राप्त करते हैं। नीचे गिरते समय उनका तापमान भी बढ़ता जाता है। यदि तापमान पर्याप्त मात्रा में बढ़ा, तो वे भूमि पर जल की बूँदों के रूप में, अथवा तुषार के रूप में पहुँचते हैं।

सारणी (53)

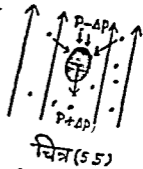
तापमान (°C)	सतृप्त वाष्प दाब (मिमीवार)	
	अतिशीतल जल पर	हिम पर
0	6.11	6.11
-2	5.27	5.17
-4	4.55	4.37
-8	3.35	3.10
-10	2.86	2.60
-12	2.44	2.17
-14	2.08	1.81
-20	1.25	1.03
-30	0.51	0.38
+40	0.19	0.13
-50	0.06	0.04

5.42 सम्मिलन सिद्धान्त (Coalescence Theory)

उष्ण कटिबंधों में वर्षासी वर्षों के अलावा, वर्षा करने वाले सभी मेघ साधारणतः हिमाक स्तर से बहुत नीचे ही रह जाते हैं और पूरुत जलकणों से बने होते हैं। इन मेघों से हाने वाली वर्षा की व्याख्या सम्मिलन सिद्धान्त से होती है।

इस सिद्धांत में भी यह पूर्व बताना ही गर्ह है कि मेघ में पहले से ही कुछ इन बड़े जल कण उपस्थित हैं, जो मेघ की धारों के निम्न नीचे गिरने योग्य धार रहते हैं। ऐसा समझा जा सकता है कि कुछ मघ कण, धानपाग के कणों के सम्मिलन के निक्षेपण से प्रारम्भ में ही पर्याप्त गृह्य वा जाते हैं।

नीचे गिरते हुए ये कण, माग में धारोही प्रवाह के कारण ऊपर उठते हैं तथा अन्य मघ कणों के सघट्टन से धावार में बद्ध जाते हैं। इनके प्रतिरिक्त गिरती बूँद के कारण एक धारा रेखी (stream line) प्रवाह स्थापित हो जाता है। बूँद के माग से धागे दाब कुछ बढ़ जाता है तथा पीछे कम हो जाता है। इस प्रकार एक नियमित दाब प्रवणता स्थापित हो जाती है (चित्र 55)। इस दाब प्रवणता से त्वरित होकर मेघ कण स्वतः बड़ी बूँद के ऊपर बठने लगते हैं।



चित्र (55)

मघकणा के इस दोहरे निक्षेपण से बड़ा मेघ कण धीरे धीरे से वृद्धि प्राप्त करता है। काफी बड़े हो जाने से, वायु प्रतिरोध के कारण यह कई छोटे कणा में टूट कर बिखर जाता है, जो ऊर्ध्व धाराओं द्वारा पुनः ऊपर उठने लगते हैं। धारोही गति में भी ये कण मघ कणा के सम्मिलन से वृद्धि करते जाते हैं और अन्ततः भ्रमस्था में पहुँच कर पुनः धार के नीचे गिरने लगते हैं तथा उपयुक्त प्रक्रम दोहराते जाते हैं।

इस प्रकार केवल कुछ बड़ी बूँदें श्रृंखला प्रक्रम द्वारा अन्ततः बड़ी बूँदें उत्पन्न कर देती हैं जिससे वर्षा आरम्भ हो जाती है।

स्पष्ट है कि इन प्रक्रमों के लिए तीव्र ऊर्ध्व वायु धाराएँ होनी आवश्यक हैं। ऐसी दशा अस्थायी वायुमण्डल में पायी जाती है, जिसमें साधारणतः कपाती समूह के मेघ विकसित होते हैं।

543 अंत विषय धावार के मेघ कणों, जिनमें कुछ पर्याप्त बड़े हो, की उपस्थिति में सम्मिलन द्वारा गुरुत्व क्षेत्र में मघ कण वृद्धि करते रहते हैं। इस प्रक्रम में वृद्धि दर मघकणों के धावार तथा सांद्रता पर निर्भर करेगी।

लॉगमूर (1948) की गणना के अनुसार यदि सम मेघ (1 ग्राम प्रति घन मीटर, वाष्प) 02 मिमी व्यास के समान जलकणा से बना हो और बड़े कणों का व्यास 03 मिमी हो तो सम्मिलन द्वारा बड़े कण की वृद्धि दर सारिणी (54) के अनुसार होगी,

सारणी 5 4

बूँद का व्यास (मिमी)	सबयी समय (मिनट)	सबयी अवतलित दूरी (मीटर)
0 03	0	0
0 04	45	65
0 06	74	163
0 1	92	322
0 2	105	650
0 5	116	1475
1 0	123	2675

ये आंकड़े केवल एक उदाहरण के तौर पर लिए जाने चाहिए, न कि इन प्रक्रियाओं के आकिक मान के तौर पर।

5 44 हिम क्रिस्टल सिद्धान्त प्रारम्भिक अवस्था में सम्मिलन सिद्धान्त से अधिक क्रियाशील रहता है किन्तु बाद में सम्मिलन प्रक्रियाओं में वृद्धि दर घटिक तीव्र हो जाती है। ऐसा सोचा जा सकता है कि उन सभी भेधों में, जिनमें हिमकणों विद्यमान है हिम क्रिस्टल की विधि का ही, अवक्षेपण प्रथम के प्रारम्भीकरण में प्रमुख हाथ रहता है। सम्मिलन क्रिया विधि, हिमकणों की अनुपस्थिति में अवक्षेपण प्रथम प्रारम्भ कर सकती है। किन्तु ज्ञान्तिक आकार (त्रिज्या = r_c) के बाद सघटन धोर सम्मिलन से ही भेधों के प्रमुखीरूप से संबद्ध होते रहते हैं।

5 45 यह प्रश्न उठना स्वाभाविक है कि सम्मिलन धोर सघटन प्रक्रिया के अंतर्गत, क्यों नहीं सभी भेध विकसित धोर अवक्षेपण देते? गणना द्वारा यह निष्कर्ष निकाला गया है कि प्रत्येक भेधकण का कम से कम एक निश्चित आकार होता है, जिसके नीचे वे सघटन करने में असमर्थ रहते हैं। जैसे 0 045 मि मी व्यास से छोटे भेधकण 0 12 मि मी व्यास के कणों से सम्मिलित नहीं हो सकता। वास्तव में छोटे कणों से युक्त भेध अवक्षेपण मुक्त करने की क्षमता नहीं रखते। सैद्धांतिक गणनाओं से ज्ञात होता है कि सम्मिलन योग्य चही भेध कण है जिसका व्यास कम से कम 10 3 मि मी है। डीम (1948) के अनुसार, स्वच्छ मौसम कपासी तथा स्तरी कपासी भेध, बृहत् कपासी तथा स्तरी भेधों की अपेक्षा सूक्ष्म कणों से बने होते हैं।

इसके अतिरिक्त कुछ भेध ऐसे अवक्षेपण मुक्त करते हैं, जा बाष्पीकरण के कारण मात्र में ही लुप्त हो जाते हैं।

550 अवक्षेपण के प्रकार

(1) फुहार (drizzle)

यह सूक्ष्म जलकणों (व्यास 0.5 मि.मी. से कम) का सम अवक्षेपण है। फुहार साधारणतः शान्त या धीमी वायु-धारा में ही गिरती है। धारोही वायु धारा तेज होने से, फुहार कण छोटे होने के कारण नीचे नहीं गिर सकेंगे। फुहार साधारणतः स्तरी मेघ द्वारा उत्पन्न होते हैं।

(2) वर्षा (rain)

0.5 मि.मी. व्यास से बड़ी बूंदों का अवक्षेपण वर्षा कहलाता है। इन बूंदों की दीर्घतम सीमा 5.5 मि.मी. है। इससे बड़ी बूंदें साधारणतः टूट जाया करती हैं। वर्षा As, Sc, St, Cb और Cu बादलों से हो सकती है।

(3) बौछार (shower)

थोड़े समय की तेज और बड़ी बूंदों वाली वर्षा, बौछार कहलाती है। यह साधारणतः Cu और Cb मेघों से सम्बन्धित घटना है। अथ मेघ स्टेशन से गुजरते समय बौछार दे सकते हैं।

(4) हिमकारी वर्षा (freezing rain)

वह वर्षा, जो भूमि पर जल के रूप में पहुँचती है, पर भूमि पर पहुँचने के बाद जम जाती है, हिमकारी वर्षा कहलाती है।

(5) तुषार पात (Snow fall)

सफेद बर्फ के रवेदार टुकड़ों की वर्षा तुषार कहलाती है। ये रवे अपारदर्शी तथा सितारों जैसी आकृति के 4 या 5 मिलीमीटर व्यास के सुन्दर टुकड़े होते हैं। बड़े रवे भूमि पर तभी गिरते हैं, जब भूमि का तापमान कम से कम 0°C हो। भूमि का तापमान थोड़ा अधिक (1 से 4°C) होने से तुषार-पात पाऊँडर के रूप में होता है। तुषार पात साधारणतः As, Sc, St, Cu, तथा Cb मेघों से सम्बन्धित होता है।

(6) तुषार गोली (Snow pellet)

यह सफेद अपारदर्शी गोलाकार, या शिखाकार बर्फ के दानों का अवक्षेपण है, जिसका व्यास 2 से 5 मि.मी. तक हो सकता है। साधारणतः भूमि से टकराने पर ये दाने टूट जाते हैं। सम्बन्धित मेघ Sc या Cb हो सकता है।

(7) हिमगोली तथा हिम सूचिका (Ice pellet and Ice needle)

पारदर्शी, गोलाकार या अनियमित आकार (व्यास 5 मि.मी. से कम) की गोलियाँ, मध्यस्तरी या कपासीवर्षी बादलों से प्राप्त होती हैं। बर्फ के कुछ रवे सूक्ष्मों के आकार (2 मि.मी. लम्बे) के भी अवक्षेपित होते हैं। मुख्यतः बहुत हल्की होती हैं और कभी कभी वायुमण्डल में निलम्बित होकर प्रकाशीय घटनाएँ उत्पन्न करती हैं।

(8) सहिम घट्टि (Sleet)

जब भूमि तल का तापमान कुछ अधिक होता है, तो तुपारपात भूमि तक आते-आते जल भ पिघल जाता है। अतः जल और तुपार दोनो का भवक्षेपण साथ-साथ प्रतीत होता है। यह सहिम घट्टि कहलाती है।

(9) झोला (hall)

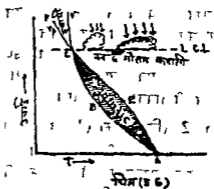
बर्फ के अपेक्षाकृत बड़े टुकड़ों (व्यास 5 से 50 मिमी या कभी कभी इससे भी बड़े) का गिरना झोला कहलाता है। कुछ टुकड़े साधारणतः अल्प पावर्षण तथा कई नहो में पने होते हैं तथा कुछ टुकड़े बहुत छोटे मुलायम सफेद बर्फ के गोले होते हैं।

झोले साधारणतः कपासी वर्षा में गिरते हैं। इस मेघ में ऊँच प्रवाह द्वारा जलकण, जब हिमांक स्तर से ऊपर पहुँचते हैं तो कुछ छोटे हिमकण के रूप में जम जाते हैं। ये कण अतिशीतल जल के सह अस्तित्व में बजराज प्रक्रम के अनुसार आकार में वृद्धि प्राप्त करते हैं तथा भार के कारण नीचे गिरते समय सघटन द्वारा और बढ़ते जाते हैं। अत्यधिक तीव्र ऊँच प्रवाह के कारण पन उठते हैं और उनी प्रक्रम से उड़ और वृद्धि करने का पर्याप्त समय मिल जाता है। अतः झोलों के विकास के लिए आवश्यक है कि ऊर्ध्वाधर विकास के मेघ बहुत तीव्र वायुधाराओं से युक्त हों। हर बार उठने और गिरने से इन टुकड़ों पर तुपार की नई तहें चढ़ती जाती हैं। यह दोलन क्रिया तब तक चलती रहती है, जब तक कि बर्फ के टुकड़ों का आकार ऊँच धाराओं को सातुलित करने में सक्षम नहीं हो जाता। यही कारण है कि साधारणतः झोले में विभिन्न पनत्वों के बर्फ और तुपार की बर्फ तहें पायी जाती हैं। छोटे झोले प्रायः भूमि तक आते-आते पिघल कर या तो समाप्त हो जाते हैं या बहुत छोटे हो जाते हैं।

560 ऊँच विस्तार के मेघ

वायुमण्डल का अस्थायित्व और नमी, ऊँच विस्तार के मेघ, जिन्हें सवाहनीय मेघ भी कहते हैं, जनित करते हैं। अस्थायित्व की यह जितनी गहरी और नमी की मात्रा

जितनी अधिक होगी, मेघों का ऊँच विस्तार उतना ही विचाल होगा। यदि सघनन तल के ऊपर वायुमण्डल स्थायी हो जाता है, तो वह मेघों के ऊँच विस्तार को दबा देता है, जिससे मेघ मीनार की तरह बढ़ने के बजाय छिछले तथा चपटे होकर छोटे छोटे टुकड़ों में फैल जाया करते हैं। ये मेघ स्वच्छ मौसम कपासी कहलाते हैं और साधारणतः भवक्षेपण उत्पन्न करने की क्षमता नहीं रखते हैं। स्वच्छ मौसम कपासी के लिए वायुमण्डलीय अवस्था का आकलन (estimation), चित्र (56) में दिया गया है। इस प्रकार के मेघ साधारणतः गर्मियों में दिन के समय बनते हैं।



चित्र (56)

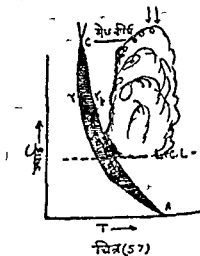
रेखा ABCD वायुमण्डलीय ह्रास दर (γ) दर्शाती है तथा AECF उठती हुई वायुराशियों का ह्रास दर (γ_p)। इन रेखाओं के कटान बिंदु C के नीचे ABCEA भाग में वायु अस्थायी है, अतः अवतलन प्रवाह उत्पन्न करेगी। यह अवतलन प्रवाह, बृद्धि करते हुए बादलों का प्रतिरोध करेगा तथा उन्हें छिछल्ला और चपटा बना देगा।

स्वच्छ मौसम कपासी बनने की अनुकूल परिस्थितियाँ ये हैं

(1) भूमितल का तीव्र उष्मन (2) पर्याप्त आद्रता तथा (3) ऊँच वायु-मण्डल का स्थायित्व।

5 61 सघनन तल से ऊपर वायुराशियाँ साधारणतः सतृप्त हो जाया करती हैं और सतृप्त रुद्धोष्म ह्रास-दर से ऊपर बढ़ती हैं। सतृप्त हवाएँ स्वतः वायुमण्डल को अस्थायी रखने की प्रवृत्ति रखती हैं। अतः सामान्य रूप से यदि हवा सघनन तल तक अस्थायी है, तो यह अस्थायित्व और अधिक ऊँचाइयों तक स्वतः विकसित हो जाती है। इससे मेघ कणों के उच्च विस्तार को, प्रोत्साहन मिलता है और वे वृहद कपासी या कपासी वर्षा मेघ बना सकते हैं।

इन मेघों का विस्तार इस बात पर निर्भर करता है कि अस्थायित्व तह, सघनन तल कितनी ऊँचाई तक व्याप्त है। γ और γ_p के से कटान बिंदु 'C' द्वारा इन मेघों का विस्तार नियंत्रित होता है अतः बिंदु C को मेघ का माना जा सकता है। चित्र (5 7)



5 62 कपासी वर्षा बादलों की तीव्रता और ऊँचाई साधारणतः उष्ण कटिबंधों में उच्च अक्षांशों की अपेक्षा अधिक होती है। इसका कारण यह है कि क्षोभ सीमा की ऊँचाई उष्ण कटिबंधों में अधिक है। इस सीमा से भागे मेघ नहीं बढ़ सकते क्योंकि स्थिर मण्डल स्वयं एक बहुत गहरी और स्थायी व्युत्क्रमण-तह है। इसके अलावा, उष्ण कटिबंधों में सघनन तल का तापमान अधिक होता है। अतः वायुमण्डल अधिक वाष्प ग्रहण करने की क्षमता रखता है, जिससे स्वभावतः मेघ की तीव्रता बढ़ जाती है।

5 62 तड़ित भूभा (Thunderstorm)

— जब प्रतिघर्षी-स्थायित्व की तह अत्यधिक गहरी होती है (कम से कम 3 कि.मी.मीटर) और वायुमण्डल में नमी की मात्रा भी पर्याप्त होती है, तो मेघ हिमांक स्तर से बढन अधिक ऊँचाई तक विकसित होता है। इसका उपरी भाग मृदाभासिक रूप में हिमकणों तथा पट्टिगीतम जप बराना में मिलकर बना होता है। अधिक विकसित अवस्था में यह कपासी वर्षा मेघ बन जाता है और धीरे-धीरे तड़ित भूभा की घटनाएँ घटित करती हैं।

धनर में चंद्रहरीम के लिए अर्थात् वायुमण्डलीय तहों परनिवाह है।

(1) 3 या 4 कि मी ऊँचाई तक तीव्र हास दर पर्याप्त सघनन स्तर तक γ_d तथा इसके ऊपर γ_s से वायुमण्डलीय हास-दर अधिक होनी चाहिये।

(2) भूमितले पर पर्याप्त नमी की मात्रा।

(3) यथेष्ट ट्रिगर क्रिया विधि जो वायुराशियों में प्रारम्भिक उठान उत्पन्न कर सके। यह ट्रिगर (घ) सौर ऊष्मा (व) पृथ्वी, बाज़ या (स) वातावरण-उत्पापन (Frontal lifting) द्वारा साधारणतः मिलता है।

(4) उच्च-स्तरी पर धीमी क्षैतिज वायु-प्रवाह। तीव्र क्षैतिज प्रवाह से मेघकणों में क्षैतिज खिंचाव पैदा होने से उनके ऊर्ध्वाधर विकास में बाधा पड़ेगी।

5 63 जब कपासी वर्षा मेघ 20°C से ऊपर पहुँच जाते हैं, तो साधारणतः जल कण बड़ी-बड़ी राशियाँ में जमने लगते हैं। इसके लिए आवश्यक है कि निम्न तलों में ये वायुराशियाँ पर्याप्त उष्ण और नम हों। केवल तीव्र ऊर्ध्वाधर वायु धारा ही इन बृहत् जल राशियाँ को अधिक ऊँचाइयों तक ले जाने की क्षमता रखती है।

जमी हुई राशियों में बृहद् यात्रा में विद्युत् आवेश एकत्र हो जाते हैं। ये आवेश घनात्मक होते हैं। यो तो मेघ रहित वायुमण्डल में भी किंचित् मात्रा में घनात्मक आवेश क्षतमान रहते हैं किन्तु कपासी वर्षा मेघों की उपस्थिति में उच्च स्तर स भूमि तक तीव्र विभव प्रवणता स्थापित हो जाती है। विद्युत् बल तटितभक्ता में अधिकतम होता है, जिसमें चिनगारी विसर्जन और परिणामस्वरूप तटित-जनित होती है। इही विसर्जना की ध्वनि हमें गजन (thunder) के रूप में सुनाई पड़ती है।

5 64 गजन मेघ की संरचना (Structure of Thunder cloud)

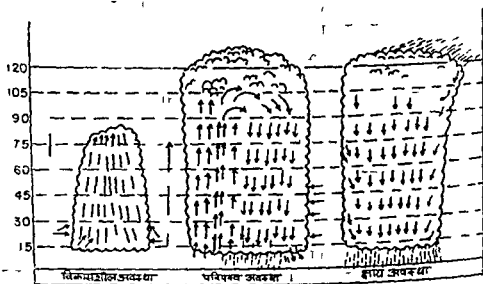
गजन मेघ का जीवन चक्र साधारणतः 2-3 घण्टे में पूरा हो जाता है। इस बीच यह तीन अवस्थाओं से गुजरता है।

1 विकासशील अवस्था या कपासी अवस्था।

इस स्थिति में यह ऊपर की ओर वृद्धि करता कपासी मेघ होता है, जिसमें तीव्र ऊर्ध्वाधर वायुधाराएँ (10-15 मीटर प्रति सेकण्ड) होती हैं। सम्पूर्ण मेघ राशि केवल ऊर्ध्वधाराओं से भरी होती है। धाराएँ ऊँची व साय तीव्र होती जाती हैं। इस अवस्था में बादल मुख्यतः उष्णमेघ कणों तथा हिमाक स्तर के ऊपर कुछ प्रतिशीतल जलकणों से बना होता है। शीर्ष के भागभास हिमकण भी किंचित् मात्रा में बन जाते हैं। मेघ पदार्थ साधारणतः आसपास के वातावरण से काफी उष्ण होता है।

ऊर्ध्वाधर धाराओं के कारण अक्सर विभिन्न स्तरों से क्षैतिज हवा का खिंचाव मेघ राशियों की ओर होता रहता है। यह खिंचाव मेघ राशियों को बिखरने से रोकता है तथा सगठित रूप से विकसित होने में सहायक होता है।

यह अवस्था चित्र (5 8) में दिखाई गई है।



चित्र 58

(2) परिपक्व अवस्था (Mature-Stage)

इस स्थिति में मेघ शीघ्र -20°C के तापमान स्तर के ऊपर पहुँच चुका होता है और अवक्षेपण साधारणतः प्रारम्भ हो जाता है। पूरा परिपक्व हो जाने पर मेघ, शीघ्र हिमक स्तर 6-7 किमी या इससे भी अधिक ऊँचाई तक पहुँच जाते हैं। कम ऊँचाई वाले शीघ्र के बादल साधारणतः अपरिपक्व होते हैं और विकसित होने की प्रवृत्ति रखते हैं। इस तथा में मेघ का ऊपरी भाग आरोही धाराओं से भरा होता है, जबकि निचले भाग में अवक्षेपण प्रारम्भ हो जाने के कारण अवतलन धाराएँ प्रमुख होती हैं।

अवतलन वायुप्रवाह के कारण, निम्न भागों का तापमान S A L R की दर से बढ़ता रहता है। किंतु ऊपर उठती हवा की तापमान ह्रास-दर इससे तीव्र होती है। परिणाम स्वरूप, अवतलित होती मेघ-राशियाँ उतनी गम नहीं हो पाती, जितनी वे ऊपर उठते समय ठण्डी हुई थी। इस प्रकार, इनका तापमान प्राप्त की अपेक्षा कम रह जाता है। ठण्डी होने के कारण अवतलित होती वायुराशियाँ, अवतलन के लिए और अधिक प्रोत्साहित होती हैं। इस तरह अवतलन प्रवाह एक बार प्रारम्भ होकर तीव्रतर होता जाता है।

पूरा परिपक्वता की अवस्था में ऊपरी भाग पर्याप्त सख्या में बड़े हिमकणों से भर जाते हैं, जो आरोही धाराओं के विपरीत नीचे गिरने लगते हैं। इस प्रकार, मेघ की परिपक्वता के साथ-साथ अवतलन प्रवाह भी ऊँचाई के प्रति बढ़ता जाता है।

परिपक्वता की स्थिति (चित्र 59) में आरोही और अवतलन धाराएँ साथ-साथ चलाने रहती हैं। अवतलन प्रवाह साधारणतः मेघ के मध्य से प्रारम्भ होता है।

3 विसरण या क्षयकारी अवस्था (Dissipating-Stage)

इस अवस्था में आरोही धाराएँ, बहुत क्षीण या नगण्य हो जाती हैं। मेघ के सम्पूर्ण निचले भाग में अवतलन धाराएँ प्रमुख हो जाती हैं। आरोही धाराओं की क्षीणता के कारण,

मेघ का आकार विधुब्ध होने लगता है तथा पार्श्वीय प्रसार आरम्भ हो जाता है। यह प्रसार मेघ के विकास को रोककर उसका क्षय आरम्भ कर देता है।

मेघ अधिकतम ऊर्ध्वाधर वृद्धि को पा चुका होता है तथा शीर्ष जेट धाराओं के प्रभाव क्षेत्र में आ जान के कारण, निहाई के रूप में पार्श्व में खिंच जाता है। यह निहाई मेघ का पूरा क्षय हो जाने के बाद पक्षाभ मेघ के रूप में बची रहती है। तीव्र ध्रुवतलन धारा के परिणामस्वरूप, एकाएक ठण्डी हवाओं का तज भोका अल्पकालिक भ्रम या चडवात (स्क्वाल) (Squall) के रूप में पृथ्वी पर पहुँचता है।

अविरत वर्षा तथा पार्श्वीय खिंचाव के कारण, कपासी वर्षा मेघ क्षय तथा विघटन को प्राप्त होता जाता है। यह दशा चित्र (5 10) में दिखाई गई है।

5 65 ऊष्ण कटिबंधों में तडित भ्रम, सौर ऊष्मा द्वारा उत्पन्न अस्थायित्व के कारण, नमी की उपस्थिति में होती है किंतु शीतोष्ण कटिबंधों में अधिकांश तडित भ्रमों वाताग्र प्रक्रियाओं द्वारा उत्पन्न होती हैं जिनका विघरण अर्धरात्रि 8 में दिया गया है। सौर ऊष्मा के कारण उत्पन्न, गजन मघ प्रायः दोपहर के बाद विकसित होते हैं और शाम तक विसरित हो जाते हैं।

उपयुक्त कारणों के अतिरिक्त, दाब प्रणालियाँ भी साधारणतः तडित भ्रमों उत्पन्न करती हैं। इन प्रणालियों में अभिसरण द्वारा अस्थायित्व तथा नमी सरलता से आ जाती है। इनके लिए दैनिक समय का कोई बंधन नहीं है। विभिन्न प्रणालियों द्वारा उत्पन्न भ्रमों, जो भारतीय क्षेत्रों को प्रभावित करती हैं, अर्धरात्रि 14 में वर्णित हैं।

5 66 तडित भ्रम, स्थान विशेष को निम्नांकित प्रकार से प्रभावित करती है

1 स्थान के तापमान का एकाएक घटा देती है, विशेष तौर पर जब ठण्डी हवा का भोका (Squall) आता है।

2 वायु दाब में वृद्धि हो जाती है।

3 ध्रुवतलन प्रवाह के कारण भोकीला पवन बार बार आने में वायुगति और दिशा बहुत विधुब्ध रहती है।

4 उपलब्ध वृष्टि, ठण्डक उत्पन्न करने के अलावा फसलों के लिए विशेष दातिकाएँ हैं।

5 67 वृष्टि प्रस्फोट (Cloud burst)

यह शब्द साधारणतः कपासी वर्षा मेघों द्वारा जनित बहुत तीव्र वर्षा के लिए प्रयुक्त किया जाता है। कभी कभी अल्पकाल में ही अत्यंत भूतलाघार वृष्टि होती है जो अधिकतर पहाड़ी प्रदेशों में पायी जाती है। विकसित सवाहिनिक मेघों में जब उच्च धाराएँ किन्हीं कारणों से एकाएक रुक जाती हैं तो वर्षा और ओले भार के कारण मेघों से गिरने लगते हैं और थोड़े ही समय में तीव्र वर्षा के रूप में सब के सब भूमि पर आ जाते हैं। पहाड़ी पर चढ़ते मेघराशि में ठण्डक के कारण और उष्ण हवाओं की पूर्ति रुक जाने से ऊँच धाराएँ एकाएक रुक सकती हैं।

5 70 कुहरा और कुहासा (Fog and Mist)

जब भूमितल के निचट की हवा सतृप्त हो जाती है, तो उसका वाष्प जलवणम सघनित हो जाता है। ये जलवणम मेघवणो की तरह भूमितल से कुछ ऊँचाई तक निनम्बित रहते हैं और दृश्यता कम कर देते हैं। यदि जलवणो की सांद्रता बहुत अधिक है तो वे कुहरा कहलाते हैं तथा कम सांद्र होने पर कुहासा। दानो की सीमा रखा दृश्यता (visibility) के माप से बांध दी गई है। इस प्रकार जलवणो के निलम्बन से यदि दृश्यता 1 किमी से कम हो जाती है, तो उसे कुहरा और यदि दृश्यता इससे अधिक है, तो उसे कुहासा कहा जाता है। सघन कुहरे में दृश्यता कभी-कभी केवल कुछ मीटर तक सीमित रह जाती है।

5 71 भूमि तल की असतृप्त-हवा दो प्रक्रमो में सतृप्त हो सकती है —

(अ) भूमि तल की हवा का ओसाक के नीचे तक शीतलन।

(ब) हवा में जल का वाष्पीकरण।

इन दो भौतिक प्रक्रियाओ के आधार पर कुहरा कई विधियो से बन सकता है। जनन विधियो के अनुसार कुहरा निम्नांकित प्रकारो में बाँटा जा सकता है—

(अ) शीतलन प्रक्रम द्वारा उत्पन्न कुहरे

1 विकिरण कुहरा (Radiation fog)

2 अभिवहन कुहरा (Advection fog)

3 आरोही या पवनीय कुहरा (Upslope or mountain fog)

4 दो लगभग सतृप्त वायुराशियो के मिश्रण से उत्पन्न कुहरा।

(ब) वाष्पीकरण प्रक्रम द्वारा उत्पन्न कुहरे

1 आकटिक सागर घुघ या वाष्प कुहरा (Steam fog)

2 पूर्व उष्णाम्र तथा उत्तर शीताम्र कुहरा (Pre warm front and post cold front fog)

5 72 विकिरण कुहरा

सर्दियो में स्वच्छ आकाश की राती में बिना किसी रुकावट के अधिकतम भू विकिरण वायुमण्डल से बाहर जाता है, जिससे भूमितल पर्याप्त ठण्डा हो जाता है। इससे कुछ ऊँचाई तक की वायु-पतों, संचालन द्वारा अपनी ऊष्मा धरातल को खो देती हैं। ताप के कुचालक होने के कारण केवल बहुत छिछली वायु तह ही शीतल हो पाती है। यदि शीतलन ओसाक से नीचे पहुँच जाता है, तो हवा में उपस्थित वाष्प सघनित होकर कुहरा उत्पन्न कर देता है।

इस प्रकार के कुहरे के लिए स्वच्छ आकाश के अलावा पर्याप्त नमी तथा बहुत धीमी हवा होनी आवश्यक है। सागर तलो पर विकिरण कुहरे की सम्भावना नहीं होती, क्योंकि जलीय तल विकिरण द्वारा अपेक्षाकृत बहुत कम शीतल हो पाता है। विकिरण कुहरे के लिए अनुकूल दशाएँ धल के आन्तरिक भागा में पाई जाती हैं, जहाँ ऊपर अवतलता प्रवाह प्रमुख होता हो, जो बादलो को विसरित करके उनकी नमी भूमि पर ला सके।

573 अभिवहन कुहरा

वायुराशियों की गति के साथ उनकी विशेषताएँ भी एक स्थान से दूसरे स्थान को अभिवहित होती रहती हैं। वायुराशियाँ स्वतः नय स्थानों की विशेषताएँ आत्मसात् करके सशायित होती रहती हैं।

जब कोई नम वायुराशि किसी ठंडे भूमि-तल पर बहती है, तो वायुराशि शीतल हो जाती है। यदि शीतलन यथेष्ट हुआ, तो वाष्प सघनित होकर कुहरा बना देता है।

सागर तलो या तटीय क्षेत्रों में इस प्रकार के कुहरे अधिक बनते होते हैं, जो सामान्यतः यलीय कुहरों से अधिक घने होते हैं।

अभिवहन कुहरे के लिए हवा का प्रवाह, बहुत अधिक या बहुत कम नहीं होना चाहिए, क्योंकि कम वायु-वेग शीतलन के लिए अनुकूल नहीं है और अधिक वेग ऊर्ध्वाधर विक्षोभ उत्पन्न करके कुहरा कणों को बिखरा देगा। 8 से 20 किमी/घंटा की हवा सामान्यतः उपयुक्त होती है।

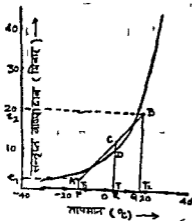
574 पर्वतीय कुहरा

पर्वतीय ढालों पर बहती आरौही हवाओं में स्ट्रॉम शीतलन होता रहता है, जो किसी स्थान पर धोसाक के नीचे पहुँच सकता है। यदि हवाओं में नमी की मात्रा अधिक है, तो बहुत कम ऊँचाई पर ही कुहरा बन जाता है। अतः काफी ऊँचाई तक पहुँचने के बाद हवा सतृप्त होकर कुहरा उत्पन्न कर पाती है।

आरौही प्रवाह द्वारा उत्पन्न विक्षोभ (turbulence) कुहरा उत्पन्न का विरोध करते हैं। अधिक विक्षुब्धावस्था में कुहरे उत्पन्न नहीं हो पाते।

575 मिश्रण-कुहरा

दो लगभग सतृप्त वायुराशियाँ जब मिश्रित होती हैं, तो बिना तापमान घटाए या प्रतिरिक्त वाष्प दिए ही मिश्रण, सतृप्त होने की प्रवृत्ति रखता है।



चित्र (511)

चित्र (511) के $(T - e)$ मालेख में मान लीजिए, पहली वायुराशि का तापमान T_1 और वाष्पदाब $e_1 = AP$ तथा दूसरी वायुराशि का तापमान T_2 और वाष्पदाब $e_2 = BQ$ है।

मिश्रण का तापमान वायुराशियों की मात्राओं पर निर्भर करता है। यदि दाना वायुराशियों की मात्राएँ बराबर हों तो मिश्रण का

$$\text{तापमान } T = \frac{T_1 + T_2}{2}$$

चित्र से स्पष्ट है कि तापमान T पर मिश्रण का वाष्पदाव RC है, जो सतल वाष्पदाव RD में अधिक है। अतः मिश्रण अतिसतल हो गया। यह घबस्या कुहरा उत्पन्न करने के लिए बहुत अनुकूल है।

वायुरागिण्या के सम्मिलन से उत्पन्न वाताग्रो में इस प्रकार का कुहरा उत्पन्न होना बहुत सामान्य है।

576 वाष्प-कुहरा

यदि जलीय तल का सतल वाष्पदाव (e_w) तथा इसके ठीक ऊपर की वायु तह का वास्तविक वाष्प दाव e है तो, ($e_w - e$) सतृप्तता कमी (Saturation deficit) कहलाती है। जलीय तल से वाष्पीकरण, सतृप्तता कमी के समानुपाती होता है। वाष्पीकरण तब तक होता रहेगा, जब तक वायु तह का वाष्पदाव e_w के बराबर न हो जाए।

यदि जल का तापमान, सलग्न वायु तह के तापमान से अधिक है, तो e_w का मान वायु-तह के सतृप्त वाष्पदाव (e_s) से अधिक होगा। इस दशा में वायु-तह के सतृप्त हो जाने के बाद भी, सतृप्तता कमी, ($e_w - e_s$) के बराबर विद्यमान रहेगी, फलतः वाष्पीकरण जारी रहेगा, जिससे वायु तह में अतिसतृप्त होने की प्रवृत्ति आ जाएगी। किन्तु साधारणतः सघनन के द्रवों की उपस्थिति में यह अतिरिक्त वाष्प, सघनित होकर कुहरा उत्पन्न कर देती है।

अतः उष्ण जल सतह पर शीतल हवा के आगमन में कुहरा आमानी से उत्पन्न हो जाता है। यह स्थिति सदियों में आकटिक सागर क्षेत्रों में साधारणतः उपलब्ध रहती है। जहाँ समीप के महाद्वीपों से उत्पन्न ठंडी हवाएँ सागर पर बहा करती हैं।

577 वाताग्र कुहरा

ऊपर दिए गए कारणों से स्पष्ट है कि जब उष्ण जल की बर्षा शीतल वायु-तहों के बीच से गुजरती है, तो बूंदें तेजी से वाष्पीकृत होने की प्रवृत्ति रखती हैं। वाष्पीकरण यथेष्ट मात्रा में होने से कुहरा उत्पन्न हो सकता है।

ऐसी स्थिति वाताग्रों से सम्बन्धित पाई जाती है। उष्ण वाताग्र के आने तथा शीत वाताग्र के पीछे कुहरे उत्पन्न होते हैं जिनका विवरण अध्याय 8 में किया गया है।

578 उष्ण तथा वायुवेग की अधिकता कुहरे को क्षीण कर देते हैं। स्पष्ट है कि घने कुहरे (साधारणतः अभिवहन तथा पर्वतीय कुहरे) विरल कुहरों की अपेक्षा देर में क्षीण होते हैं। यही कारण है कि सुबह के समय कुहरा सबसे अधिक देखा जाता है और दोपहर के बाद सबसे कम।

हवा का तापमान अधिक होने से कुहरा शीघ्र क्षीण होता है क्योंकि वाष्पीकृत होने के बाद, कुहरे के जलकणों को आत्मसात् करने की क्षमता हवा के तापमान के ही समानुपाती होती है। अतः सदियों में उत्पन्न होने वाले कुहरे अपेक्षाकृत देर से विसरित होते हैं और उच्च अक्षांशों में बनने वाले कुहरे तो कई दिनों तक स्थिर रखा करते हैं।

580 हिम अभिवृद्धि (Ice accretion)

हिमाक स्तर के ऊपर उड़ने वाले विमानों के पक्षों, नोंदक (प्रोपेलर) या स्ट्रट आदि पर अतिशीतल जल सघनित होकर बर्फ की तह की तरह जम जाता है। यह स्थिति विमान

के लिए सकटपूरण है क्योंकि वर्ष की तह विमान पर कण प्रतिरोध बढ़ा देती है, तथा उत्पादन क्षमता 50% तक कम कर देती है, जिससे विमान को हवा में सतुलित रखने के लिए अधिक ईंधन का प्रयोग करना पड़ता है। हिम अभिवृद्धि बादलों के अंदर तथा बाहर दोनों गणितियों में सम्भव है। 0 से -15°C की सीमा के मध्य मेघों से हिम अभिवृद्धि सर्वाधिक होती है। हिम अभिवृद्धि के कुछ प्रकार निम्नांकित हैं। ये प्रकार इन बातों पर निर्भर करते हैं

- 1 जलकणों का आकार।
- 2 जलकणों का तापमान।
- 3 सापेक्ष गति, जिससे जलकण वायुयान की सतह से टकराते हैं।
- 4 हवा के इकाई आयतन में स्थित जलकणों की संख्या।

(1) ग्लेज हिम

यह पारदर्शी और कड़ा हिम है, जो भागों के किनारों पर साधारणतः जमा हो जाता है। ग्लेज बड़े जलकणों या बौद्धार कणों के ऊर्ध्वपातन से बनता है। यह बहुत दृढ़ता में चिपकता है।

(2) राइम हिम

यह अपारदर्शी, तथा आसानी से टूटने वाली बर्फ है, जो ग्लेज की अपेक्षा कम दृढ़ता से चिपकती है। राइम बनने के लिए हवा में छोटे-छोटे जलकण बहुत अधिक संख्या में उपस्थित होने चाहिए।

(3) पिच्छ तुपार (feather frost)

जब विमान ठंडे क्षेत्र में उड़ान क्षेत्र में प्रवेश करता है, तो हवा के अदृश्य वाष्पकण ऊर्ध्वपातन द्वारा मुलायम तुपार के रूप में पंखों या शीशों पर जम जाते हैं। इससे दृश्यता कम हो जाती है। अतः यह तुपार विशेषेण सकटपूरण नहीं है।

(4) कारबुरेटर हिम

कारबुरेटर का पिस्टन खींचने से अन्दर की हवा का प्रसार होता है, जिसके शीतलन से यदा-कदा कारबुरेटर के अंदर बर्फ जमा हो जाती है। यह जमाव गम करके हटाया जा सकता है।

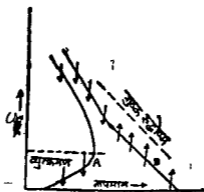
581 अवनतलन और व्युत्क्रमण (Subsidence and Inversion)

वायु-राशि के त्रिक अवनतलन से, उसका उदोष्म उष्मन होता है तथा तापमान लगभग 10°C प्रति किमी दूर से बढ़ता जाता है। इस अवस्था में मेघ विसरित होने लगते हैं तथा आसमान स्वच्छ हो जाता है। प्रतिचक्रवातो में बृहत् वायुराशियाँ साधारणतः 300 - 400 मीटर प्रति दिन की गति से अवनतलित होती हैं।

582 क्षोभ मण्डल में साधारणतः तापमान ऊँचाई के साथ घटता जाता है किन्तु विशेष परिस्थितियों में हास दर का व्युत्क्रमण सम्भव है, अर्थात् हवा की किसी तह में तापमान ऊँचाई के साथ अस्थायी रूप से बढ़ता जाता है। यह क्रिया व्युत्क्रमण तथा

सम्बन्धित वायुतह, व्युत्क्रमणतह कहलाती है। व्युत्क्रमण भूमितल के पास तथा उच्च वायुमण्डल—दोनों में हो सकता है। शांत वायु और मेघरहित आकाश वाली सर्दिया की रात में साधारणतः भूमि के विकिरण शीतलन के कारण कुछ ऊँचाई तक व्युत्क्रमण विकसित हो जाता है। इस प्रकार का भूमि व्युत्क्रमण ध्रुवीय अक्षांशों की सर्दियों में लगभग स्थायी विशेषता है। तटीय क्षेत्रों में निम्न तहों का शीतलन कम होने के कारण व्युत्क्रमण सामान्यतः स्थापित नहीं हो पाता।

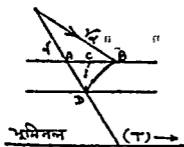
इस प्रकार के व्युत्क्रमण सूर्योदय से पूर्व सर्वाधिक तीव्र होते हैं, जो सूर्योदय के पश्चात् क्षीण होने लगते हैं।



A - कभी शीतलन और अवतलन
B - दोषर के बाद उष्ण और ओसिली धारण
चित्र (512)

जब कोई उष्ण वायुराशि शीतल प्रदेश पर होकर बहती है, तो भी व्युत्क्रमण उत्पन्न हो सकता है। यदि हवा की गति तीव्र है, तो व्युत्क्रमण तह भूमि पर न होकर कुछ ऊपर पाया जाता है।

583 उच्चस्तरीय व्युत्क्रमण प्रायः अवतलन प्रवाह के कारण उत्पन्न होते हैं।

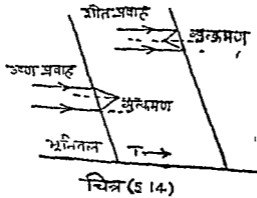


चित्र (513)

इस प्रकार के व्युत्क्रमण साधारणतः भूमि पर नहीं पहुँचते हैं।

अवतलित वायुराशि साधारणतः 10°C प्रति किमी की दर से उष्ण होती जाती है। अतः किसी स्तर AB पर अवतलित वायु (B) का तापमान आसपास की वायु (A) से अधिक रहेगा। इनके मिश्रण से उत्पन्न तापमान सामान्य तापमान से अधिक रहेगा। हो सकता है यह तापमान निम्न तल की वायु (D) के तापमान से अधिक हो जाए। इन स्थिति में 'CD' व्युत्क्रमण तह बन सकती है।

5 84 वाताग्र तथा विभिन्न तापमानों की वायुराशियाँ जब किसी स्थान विशेष से गुजरती हैं, तो उष्ण तापमान बढन कुछ समय के लिए विक्षुब्ध हो उठता है। ऐसी परिस्थितियों में व्युत्क्रमण उत्पन्न हो सकता है। यदि उष्ण हवा का अभिवहन हो रहा हो, तो अभिवहन प्रवाह के निचले भाग में तथा यदि शीतल हवा अभिवहित हो रही है, तो प्रवाह के ऊपरी भाग में, व्युत्क्रमण बनने की प्रवृत्ति आ जाती है।



5 85 व्युत्क्रमण तब अत्यधिक स्थायी होती है। अतः किसी भी प्रकार के आरोही प्रवाह का विरोध करती है। सवाहनिष्क धाराओं के लिए यह छत की तरह रुकावट डालती है।

भूमि तल का व्युत्क्रमण प्रदूषकों को प्रसरित होने से रोकता है। अतः इस समय वायुमण्डलीय प्रदूषण की सांद्रता निम्नतम तहों में, जिनमें हम साँस लेते हैं, सर्वाधिक होती है।

5 90 कृत्रिम वर्षा का सिद्धांत

पहले लोग पत्तों, मन्त्री जादू या अन्य चमत्कारों से वर्षा के देवता वरुण या इंद्र को प्रमत्त करके वष्टि करान में ध्यास्या रखते थे। इन देवताओं की प्राथना के अनेक श्लोक ऋग्वेद में भी मिलते हैं, जिनका आशय है कि वे उचित समय पर वर्षा करके मनुष्यों को दुःख और अकाल की सम्भावनाओं से मुक्त रखें। बल्कि आज भी भारत और दुनिया की अनेक आदिम जातियाँ वर्षा के लिए नग्न नृत्यों, ढोल पीटना तथा जादू आदि की तरकीबों इस्तेमाल करती पाई जाती हैं। तात्पर्य यह है कि प्राचीनकाल से ही मनुष्य की यह महत्वाकांक्षा रही है कि वह जब चाहे, जहाँ चाहे, वर्षा उत्पन्न करने की क्षमता प्राप्त कर सके।

विन्तु वैज्ञानिक नृत्यों की रोशनी में कृत्रिम वर्षा के जो सिद्धांत प्रकट हुए हैं, वे पस्थत सरल तथा रोचक होते हुए भी प्रायोगिक तौर पर दुर्लभ और अनिश्चित हैं।

प्रापने खिड़की या दरवाजे के छिद्रों से आती प्रकाश किरणों की रसा में चमकन धूल के कण देखे होंगे। इसी प्रकार वाष्प के कण वायुमण्डल में सदा निलम्बित रहते हैं। साधारण अवस्था में ये कण धूल के कणों से भी सँकड़ा गुना छोटे होते हैं। वाष्प में वाष्प कण अपेक्षाकृत बड़े और सघन हात हैं। किंतु ये वाष्प या मेघ कण इतने सूक्ष्म होते हैं कि हवावात के प्रतिरोध के विपरीत, पृथ्वी पर वर्षा के रूप में गिर नहीं पाते। जब कभी मेघ कणों का ऐसी सुविधा प्राप्त होती है कि वे एक-दूसरे से मिलकर या किसी अन्य प्रणाली द्वारा बूंदों के आकार में यथेष्ट बड़े हो जाए, तो वे भार के कारण भूमि की ओर बरसने लगते हैं। इस सुविधा के अभाव में वादल हात हुए भी, हम वर्षा से वंचित रह जाना पड़ता है। मेघ कणों की यथेष्ट आकार वृद्धि ही वास्तव में वर्षा का कारण और उस वृद्धि के लिए, सुविधा प्रदान कराना ही कृत्रिम वर्षा का सिद्धांत है।

क्या है यह सुविधा? इसका उत्तर ढूँढने के लिए यह अध्ययन आवश्यक है कि प्रकृति स्वयं किस प्रकार मेघ कणों का वर्षा की बूँदों में रूपांतरित करती है।

बादलों द्वारा वर्षा होने के लिए, उनके अंदर पर्याप्त मात्रा में आद्रता ग्राही सघन केन्द्रकों की उपस्थिति अनिवार्य शत है। जलकण, नमक, हिमकण तथा भौतिक विम निया के घुँ में विद्यमान प्रदूषक कण अच्छे सघन केन्द्रक साबित होते हैं।

इही केन्द्रकों की अनुपस्थिति या अभाव में मेघ, दिना वर्षा किए या तो विलीन हो जाते हैं या स्थानांतरित हो जाते हैं। राजस्थान के वायुमण्डल में यो तो 9-10 किमी ऊँचाई तक धूल या रेत के कण व्यापक मात्रा में भरे हुए हैं परंतु आद्रताग्राही कणों का नितान्त अभाव होने के कारण ही बहुधा देखा जाता है कि प्रकाश पूरण मेघाच्छन्न हो जाने पर भी वर्षा की बूँदें उपलब्ध नहीं होती।

कृत्रिम वर्षा का सिद्धांत यही है कि आद्रताग्राही कणों को विमानों द्वारा बादलों के भीतर छिड़क दिया जाए या फिर उन्हें भूमितल से ही धुँ में के रूप में बादलों में बिखेर दिया जाए। इस क्रिया को वादल की सीडिंग (Seeding) कहते हैं।

सागरी तथा अन्य स्रोतों से उठता वाष्प ठण्डा होकर, कुछ ऊँचाई के बाद सघनित होने लगता है। ये सघनित जलकण ही हमें बादलों के रूप में दिखलाई देते हैं। किंतु वर्षा के लिये यह आवश्यक है कि छोटे-छोटे असह्य जलकण सम्मिलन द्वारा कुछ बड़ी बूँदों में परिवर्तित हो जाएँ। आद्रताग्राही केन्द्रक इसी सम्मिलन की सुविधा प्रदान करके बूँदों को वर्षा करने पर बाध्य करते हैं। मेघ राशियों में सम्मिलन जितना तीव्र होगा वर्षा उतनी शीघ्र और तेज होगी।

591 बादलों को सीड करन की अनेक विधियाँ प्रयोग में लाई जा चुकी हैं। शुष्क बर्फ अर्थात् ठोस कार्बन डाइऑक्साइड के टुकड़ों वादलों में बिखेर देना इस कड़ी का पहला प्रयास था। सिल्वर आयोडाइड के कण विमानों द्वारा मेघ राशियों में छिड़कन का प्रयोग हो चुका है। सिल्वर आयोडाइड भूमितल पर स्थित जनरेटरो द्वारा भी घुँ के रूप में बादलों में पहुँचा जा सकते हैं। अमेरिका और आस्ट्रेलिया में नमक के

रण और जल की बड़ी बूंदों द्वारा आधार में 300 मीटर की ऊँचाई से बादलों को सीड करने का प्रयोग हा चुका है।

भारत में पहला प्रयोग सन् 1952 में किया गया। सिल्वर आयोडाइड और गनपाउडर युक्त एक वाक्स को गुब्बारे द्वारा बादलों में भेजा गया, ताकि बादलों में पहुँचते ही गनपाउडर के विस्फोट से वाक्स फट जाए। उष्ण बादलों के ऊपर शीतल जल का छिड़काव भी किया गया। सन् 1954 और 55 में दिल्ली और राजस्थान के बीच स्थित बादलों को नमक के धोल में सीड करने का प्रयोग किया गया।

इन प्रयोगों के परिणाम उत्साहवर्धक तो हैं किन्तु इनके आर्थिक महत्त्व को आकलित करने के लिए यह जानकारी आवश्यक है कि किस सीड किए गए बादल से सामान्य-वस्था की अपेक्षा कितनी अधिक और किस स्थान पर वर्षा प्राप्त हुई। सीडिंग का बिल्कुल सही सही परिणाम ज्ञात करना हमारे नियंत्रण के बाहर होने के कारण, कठिन कार्य है किन्तु इस सन्दर्भ में प्रयोग होने आवश्यक हैं।

592 वायुमण्डल विज्ञान के अध्ययन से हमें विभिन्न प्रकार के बादलों की संरचना और प्रवृत्ति की पर्याप्त जानकारी प्राप्त हो चुकी है। अतः सीड करने के लिये उपयुक्त बादलों का चनाव एक सरल कार्य है। शीतल कठिब धोम, जहाँ हिमक स्तर नीचे होने के कारण बादलों के ऊपरी भाग 0°C से $15-20^{\circ}\text{C}$ नीचे तक पहुँच जाते हैं, शुद्ध हिम बणों द्वारा सीड किए जाने पर वज्रान प्रक्रम के अनुसार शीघ्र वर्षा दे सकते हैं। भारत तथा अन्य उष्ण कठिब-धीय क्षेत्रों में जहाँ बादल साधों एत हिमक स्तर से नीचे रह जाते और पर्याप्त उष्ण रहते हैं, जलकणों, नमक या सिल्वर आयोडाइड-द्वारा अच्छी तरह सीड किए जा सकते हैं। साधारणतः विकासशील कपासी मेघों को सीड करना अधिक लाभप्रद देखा गया है।

यह स्पष्ट है कि कृत्रिम वर्षा प्राप्त करने के लिए प्राकृतिक रूप से बादलों का होना अनिवार्य है। अतः कृत्रिम विधियों से एक स्थान पर वर्षा करा लेने का अर्थ है किसी दूसरे स्थान को उस वर्षा से वंचित कर देना। इस प्रकार अतर्क्षनीय क्षणों की एक और समस्या खड़ी हो सकती है। इसके अलावा एक स्थान पर सीड किया गया बादल हवाओं के साथ किसी अन्य स्थान पर धाँवर बरस सकता है।

कुल मिलाकर, अभी तक अमेरिका, आस्ट्रेलिया, कनाडा, जापान, अफ्रीका, भारत तथा यूरोप के अनेक देशों में तो प्रयोग कृत्रिम वर्षों के लिए किए गए हैं, उनकी तकनीकी सफलता तो साबित हुई किन्तु आर्थिक पहलू अभी तक अज्ञात है, अतः सदेहपूर्ण है।

— सारिणी —
 मेघ प्रकारों का सक्षिप्त परिचय

मेघ प्रकार	प्रयुक्त	वर्णोद	प्राधार की ऊँचाई	ऊँच विस्तार	वृद्धि तथा हास
1 पक्षाप्त	हिमकरण	विच्छिन्न	6 किमी से ऊपर	—	Cs में वृद्धि कर सकती है या Cb में मिल जाती है
2 पक्षाप्त स्तरी	हिमकरण	सतत	6 किमी से ऊपर	बहुत पतला	वृद्धि As तथा हास की व्यवस्था में समाप्त हो जाती है।
3 पक्षाप्त कपासी	हिमकरण तथा प्रतिशीतल जलकरण	विच्छिन्न रोल मेघराशियाँ	6 किमी से ऊपर	—	Cs में मिल सकता है।
4 मध्यस्तरी	हिमकरण तथा जलकरण	सतत	2 से 5 किमी	बहुत थोडा	सघन As में
5 मध्य कपासी	हिमकरण तथा जलकरण	रोल मेघराशि	2 से 5 किमी	साधारणतः पतला	वृद्धि Sc में तथा हास Cc में
6 कपासी	जलकरण	ऊँच विस्तार युक्त	300 से 1600 मीटर	6 से 9 किमी	वृद्धि Cb में
7 कपासी वर्षी	निम्नतहों में जलकरण तथा ऊँचतहों में प्रतिशीतल जल एवं हिमकरण	5 स 15 वग किमी व्यास	200 से 1500 मीटर	10 किमी से ऊपर	मौसम अधिक विकसित हो सकता है।
8 स्तरी कपासी	जलकरण	सतत रोल मेघराशियाँ	200 से 1000 मीटर	100 से 1000 मीटर	वृद्धि Cu या Cb में
9 स्तरी	जलकरण	सतत	भूमि तल से 600 मीटर	50 से 300 मीटर	सघन होता है।

वायुमण्डल की गति

(MOTION OF THE ATMOSPHERE)

6 10 भूमिका

न्यूटन के नियमानुसार, किसी जड़ पदार्थ की गति में लाने के लिए बाहरी बल की आवश्यकता होती है। वायुराशियाँ भी कुछ बाह्य बलों के अधीन गतिशील रहती हैं। इन बलों का मूल स्रोत सूर्य की ऊष्मा तथा पृथ्वी की घूर्णन गति है। इनकी विस्तृत परिभाषा अगले अनुच्छेदों में दी गई है।

वायुराशियों की क्षैतिज गति हवा (Wind) तथा ऊर्ध्वाधर गति वायु धारा (Air Current) कहलाती है। हवा का बहाव समतल न होकर, साधारणतः उतार-चढ़ाव वाला होता है, जिसे विभ्रम्य प्रवाह (Turbulent flow) कहा जाता है। यों तो उपयुक्त बलों के अधीन भूमण्डलीय पैमाने पर कुछ विशाल वायु तरंगें बहती हैं, जो ऋतुओं के साथ सशोषित होती रहती हैं, किंतु अधिकतर हवाएँ द्वितीयक विशोभो तथा स्थानीय कारणों के फलस्वरूप छोटे पैमानों पर होती हैं। इन हवाओं की प्रकृति को यंत्रों द्वारा लगातार उनके माप लेकर समझा जा सकता है।

सबसे छोटे पैमाने पर वायु गति का उदाहरण मणुष्यों की गति हो सकती है किंतु इसके कारण और प्रभाव सामान्य वायुप्रवाह से बिल्कुल अलग हैं। वायु की भ्राणविक गति, सघटन द्वारा दाब और तापमान उत्पन्न कर सकती है किंतु उसका मौसम पर कोई सीधा प्रभाव नहीं पड़ता। अतः भ्राणविक गतियों को वायु-राशियों के प्रवाह के अध्ययन में सम्मिलित करने का कोई औचित्य नहीं।

6 20 वायु-गति के कारक बल

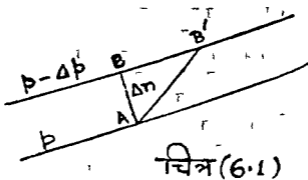
(1) पृथ्वी की सतह पर सौर विकिरणों की विभिन्नता के कारण, स्थान-स्थान पर वायुदाब में अन्तर आ जाता है। यदि कहीं स्थानों के एक समय पर लिए गए वायुदाब के माप मानचित्र पर अंकित करके समदाब रेखाएँ खींचें, तो स्पष्ट दिखाई देगा कि एक तरफ को दाब कम होता जाता है और दूसरी तरफ को अधिक। दाब की यह ढाल, वायु गति के लिए एक बल उत्पन्न करती है, जिसे दाब प्रवणता बल (Pressure gradient force) कहते हैं। वायु गति के लिए यह सर्वाधिक महत्वपूर्ण बल है। यदि और बल न होते, तो हवा दाब के ढाल पर उसी प्रकार बहती, जैसे पानी सतह के ढाल पर बहता है, अर्थात् उच्चदाब से निम्नदाब की ओर।

(2) पृथ्वी अपने ध्रुवीय अक्ष पर 73×10^{-5} रेडियन/सेकंड के कोणिक वेग से, पश्चिम से पूव की ओर घूमती है। यह घूर्णन एक बल उत्पन्न करता है, जो सदा क्षतिज वायुवेग या हवा के लम्बवत् काय करता है इसे भूध्यायर्तो-बल या इसके आविष्कार के नाम पर कोरियालिस बल कहते हैं। लम्बवत् दिशा में होने के कारण कोरियालिस बल हवा की गति को नहीं बदल सकता। यह केवल हवा की दिशा में विक्षेप उत्पन्न करता है। इसी बल के कारण, हवा उत्तरी गोलार्द्ध में दाहिनी ओर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में बायीं ओर विक्षेपित हो जाती है।

(3) लगभग 1 किलोमीटर ऊँचाई से नीचे की हवा पर पृथ्वी तल (जल या धरत) का घर्षण बल भी प्रभावकारी होता है, जो अपनी प्रवृत्ति के अनुसार सदा वायुगति के विपरीत दिशा में काय करता है। घर्षण बल की मात्रा सतह की रूक्षता पर निर्भर करती है तथा पृथ्वी तल पर सर्वाधिक होती है। जैसाकि बताया जाएगा दाब प्रवणता तथा कोरियालिस बलों के अधीन हवा, समदाब रेखाओं के समानांतर बहती है। किंतु घर्षण बल न केवल इसकी गति कम कर देता है, बल्कि दिशान्तर भी इस प्रकार उत्पन्न कर देता है कि हवाएँ समदाब रेखाओं को 15 से 45 अंश के कोणों पर काटती हुई निम्नदाब की ओर बहती है।

बाह्य घर्षण के अतिरिक्त वायु तहों का आंतरिक घर्षण भी जिसे विस्कासी बल (Viscous force) कहते हैं, वायुगति के विपरीत लगा रहता है। 1 किमी. से अधिक ऊँचाई पर भी, जहाँ बाह्य घर्षण प्रभावहीन हो जाता है, विस्कासी बल क्रियाशील रहता है। किंतु यह अपेक्षाकृत नगण्य है। अतः अधिक ऊँचाइयों पर हवाएँ समदाब रेखाओं के समानांतर बहती मानी जा सकती हैं।

(4) मुक्तत्व का बल वायु की ऊर्ध्वदिश गति के लिए एक महत्वपूर्ण भूमिका निभाता है, किंतु क्षैतिज प्रवाह के लिए इसका कोई महत्व नहीं है।



चित्र (6.1)

क्षतिज प्रवाह के लिए इन बलों के निम्नांकित सूत्र स्थापित किए जा सकते हैं

6.21 दाब प्रवणता

दूरी के प्रति दाब परिवर्तन की अधिकतम दर दाब प्रवणता कहलाती है।

मान लीजिए $PP - \Delta P$ की

समदाब रेखाएँ (चित्र 6.1) में दी गई हैं। दाबों के बीच दानांतर = ΔP ,

$$\text{दाब परिवर्तन की दर} = \frac{\Delta p}{\text{समदाब रेखाओं के बीच की दूरी}}$$

बिन्दु A पर दाब प्रवणता = दाब परिवर्तन की अधिकतम दर

$$= \frac{\Delta p}{\text{समदाब रेखाओं के बीच की निम्नतम दूरी}}$$

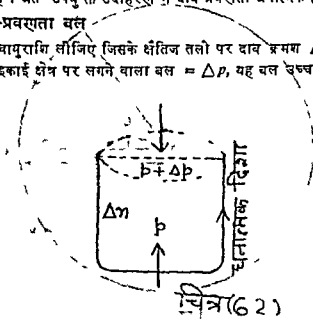
$$= \frac{\Delta p}{\text{समदाब रेखाओं के बीच की सम्भवतः दूरी}}$$

$$= \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

अतः किसी बिन्दु पर दाब प्रवणता, उस बिन्दु के समदाब रेखा के, सम्भवतः दिशा में दाब परिवर्तन दर के बराबर होती है। दाब प्रवणता निम्न दाब से उच्च दाब की ओर नापी जाती है। अतः उपर्युक्त उदाहरण में दाब प्रवणता धनात्मक होगी।

6.22 दाब-प्रवणता बल

एक वायुराशि लीजिए जिसके क्षैतिज तलों पर दाब क्रमशः p और $p + \Delta p$ है। अतः तल के इकाई क्षेत्र पर लगने वाला बल = Δp , यह बल उच्च दाब से निम्नदाब की



ओर लगता है अतः दाब प्रवणता की दिशा के विपरीत है। यदि दाब प्रवणता की दिशा को धनात्मक माना जाए, तो तल के ऊपर लगने वाला कुल बल = $-A \Delta p$ ।

जहाँ A तल का क्षेत्रफल है। धनात्मक बिन्दु दाब प्रवणता की धनात्मक दिशा की ध्यान में रख कर समझा गया है।

$$\text{वायुराशि की मात्रा} = \rho A \Delta n,$$

जहाँ ρ वायु का घनत्व तथा Δn दोनो क्षैतिज तलों के बीच की सम्भवतः दूरी है। इस वायु राशि की प्रति इकाई मात्रा पर लगने वाला बल ही दाब प्रवणता बल होगा।

$$\text{अतः प्रवणता बल} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

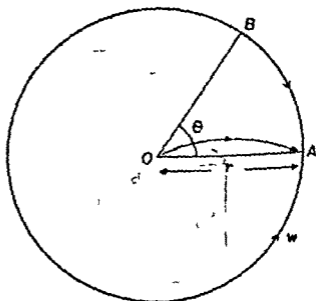
टिप्पणी यदि ΔZ ऊँचाई के अन्तर पर दाब में कमी $= \Delta p$,

$$\text{तो ऊर्ध्वाधर दाब प्रवणता बल} = \frac{\Delta p}{\Delta Z}$$

$$\text{तथा ऊर्ध्वाधर दाब प्रवणता बल} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta z}$$

6.23 कोरियालिस बल

पृथ्वी के घूर्णन प्रभाव का स्पष्ट करने के लिए निम्नान्वित प्रयोग पर विचार कीजिए। मान लीजिए, एक गोलाकार चबूतरा कुम्हार के चबूके की भाँति केन्द्र O सम्बन्धित अक्ष पर वामावर्त (Anticlockwise) दिशा में घूम रहा है और इसका कोणीय वेग ω है। केन्द्र O पर बँठा शिकारी बिन्दु A पर स्थित पक्षी को निम्नान्वित सहायक चित्र



चित्र 6.3

बतलाता है। जब तक गोली वेग v से बिन्दु A तक पहुँचती है, पक्षी घूर्णन के कारण बिन्दु B पर आ जाता है। पक्षी का स्थानान्तरण वास्तविक है किन्तु केन्द्र पर बँठा शिकारी को घूर्णन पक्षी की स्थिति में कोई अन्तर नहीं है। अर्थात् शिकारी अपनी दृष्टि में पक्षी को वृत्त के केंद्र पर ही गिर देवेगा और यही सम्झना कि बिन्दु A के द्वारा अपनी स्थिति काटिनी और बिन्दु B की ओर है। इसके कारण अक्ष OA दूरी से कुछ दूर बिन्दु B पर पहुँचता है। यदि घूर्णन दक्षिणावर्त (Clockwise) है तो शिकारी को पक्षी को बिन्दु C पर ही गिर देवेगा।

यही विक्षेपक बल जो किसी सीमा तक काल्पनिक है, कोरियालिस बल कहलाता है। गति के सामान्य नियमों के आधार पर इसका परिमाण ज्ञात किया जा सकता है। इस प्रकार

मान लीजिए विक्षेप का स्वरण f और समय t है।

$$\frac{1}{2}ft^2 = AB = r\Theta = r\omega t$$

$$t = 2r\omega/f$$

गोली द्वारा दूरी OA तय करने का समय = पक्षी द्वारा दूरी AB तय करने का समय

$$\frac{r}{v} = \frac{2r\omega}{f}$$

$$\text{or } f = 2v\omega$$

अर्थात् इकाई मात्र पर लगा कोरियालिस बल = $2 \times$ घूर्णन का कोणिक वेग \times गोली का रेखिक वेग।

6 24-पृथ्वी के अक्षांश ϕ पर कोई बिंदु P लीजिए। इस बिंदु से गुजरने वाले अक्षांश और देशांतर रेखाओं को क्रमशः X तथा Y अक्ष मान लिया जाए, तथा ऊर्ध्वाधर को Z-अक्ष, तो

OA रेखा के चारों ओर पृथ्वी के घूर्णन (Ω) की दिशा OA अथवा PB है।

बिंदु P, पर लिए गए इकाई क्षेत्र को क्षैतिज, दिशाओं (X-Y तल) में घूर्णित करने वाला वेग, Ω_z होगा, जो Ω , वा Z, दिशा के अवयव है। इसकी दिशा बिंदु P पर वामावर्त होगी।

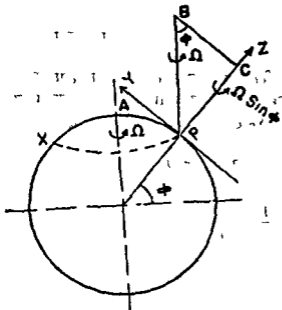
चित्र 6 4 से $\angle PBC = \phi$,

$$\therefore \Omega_z = \Omega \sin \phi$$

बिंदु P के प्रति इकाई मात्रा पर क्षैतिज दिशा में लगने वाला कोरियालिस बल,

$$C = 2\Omega \sin \phi, V,$$

जहाँ V धायु का वेग है।



चित्र 6 4

6 25 स्पष्ट है कि अक्षांश (ϕ) के साथ C का मान बढ़ता जाता है।

विषुवत् रेखा ($\phi = 0$) पर, $C = 0$

30° अक्षांश पर, $C = \Omega V$

तथा उत्तरी ध्रुव ($\phi = 90^\circ$) पर, $C = 2\Omega V$

दक्षिणी गोलार्ध ϕ का मान ऋणात्मक होने से C का मान ऋणात्मक हो जाएगा जिससे स्पष्ट है कि इसकी विक्षेपण प्रवृत्ति उत्तरी गोलार्ध से उल्टी होगी।

6 30 भूव्यावर्ती-हवा (Geostrophic Wind)

यदि घषण बल को नगण्य कर दिया जाए, तो वायु का क्षैतिज प्रवाह केवल दाब प्रवणता तथा कोरियालिस बलों के अधीन होता है।

इकाई मात्रा की वायुराशि पर दाब प्रवणता बल P , OP दिशा में लगेगा,

जिससे वायुराशि OP दिशा में गति करेगी। कोरियालिस बल C तुरंत वायुगति के लम्बवत् दाहिनी

ओर OC दिशा में लागू हो जाएगा। इससे गति की दिशा दोनों के परिणामी

OV की ओर हो जाएगी, स्थिति (1)। किंतु यह स्थिति सतुलन की

नहीं है, क्योंकि अब C पुन OV के लम्बवत् हो जाएगा, जिससे परिणामी हवा बल P से अधिक कोण बनाने लगेगी, स्थिति (2)। पुनः सतुलन स्थिति (3) में दिखाई गई है। इस दिशा में P और C एक दूसरे के ठीक विपरीत तथा बराबर हैं और हवा समदाब रेखाओं के समानांतर स्थिर गति V से बह रही है। यह सतुलन हवा भूव्यावर्ती हवा कहलाती है। यदि भूव्यावर्ती हवा की गति V_g हो तो सतुलन समीकरण के अनुसार

$$-\rho f V_g + \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta n} + 2V_g \Omega \sin \phi = 0$$

$$V_g = \frac{1}{2\rho \Omega \sin \phi} \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

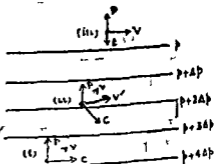
$$= \frac{1}{f\rho} \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

$$\text{जहाँ } f = 2\Omega \sin \phi$$

f , कोरियालिस प्राचल कहलाता है।

6 31 वायज घेलट का नियम

चित्र 6 5 की स्थिति (3) में निम्नांकित नियम स्पष्ट है, जो प्रक्षेपों की दक्षीय पर भी धरे उतरते हैं।



चित्र (6 5)

जिम ध्रुव की हवा जा रही हो, उधर का मुँह करके प्रेक्षक यदि खड़ा हो, तो निम्न दाब का क्षेत्र उत्तरी गोलार्द्ध में उसके बायें हाथ की ओर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में उसके दाहिने हाथ की ओर पड़ेगा।

यह नियम बायज वेलेट का नियम कहलाता है तथा प्रायोगिक मौसम पूर्वानुमान में काफी उपयोगी सिद्ध होता है।

6 32 किसी स्थान के मौसम मानचित्रों में समदाब रेखाएँ साधारणतः 2 या 4 मिलीबार के अंतराल से खींची जाती हैं। अतः वहाँ के लिए ρ , ϕ , और Ω के साथ Δp भी स्थिरांक हैं।

$$\text{अतः } V_g \propto \frac{1}{\Delta p}$$

अर्थात् भू-यावर्ती हवा की तीव्रता समदाब रेखाओं के बीच की दूरी के व्युत्क्रमानुपाती होती है। सघन समदाब रेखाओं के क्षेत्र में वायु गति तीव्र तथा विरल रेखाओं के क्षेत्र में वायु गति धीमी होगी।

इसके प्रतिरूप $V_g \sin \phi$ के भी व्युत्क्रमानुपाती होती है, अर्थात् जैसे जैसे निम्न अक्षांशों की ओर बढ़ेंगे, यदि दाब प्रवणता समान रह तो वायुगति तेज होती जाएगी, विपुलत् रक्षा पर $\sin \phi = 0$ अतः यहाँ V_g का मान अनन्त हो जाना चाहिए। किन्तु यह प्रायोगिक रूप से असम्भव है। इस प्रकार, भू-यावर्ती हवा का सूत्र विपुलत् रेखा तथा उसके बहुत निकट के स्थानों पर लागू नहीं हो पाता। वास्तव में उष्ण कटिबन्धीय अक्षांशों के बाद ही भू-यावर्ती हवा का सूत्र अधिक उपयोगी हुआ करता है।

यदि दाब प्रवणता हर अक्षांश पर समान मान ली जाए, तो अक्षांशों के प्रति भू-यावर्ती हवाओं का परिवर्तन निम्न तालिका द्वारा व्यक्त किया जा सकता है।

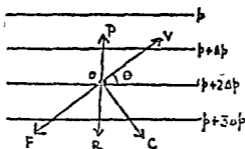
अक्षांश (अंश)	90	75	60	45	30	15
भू-यावर्ती हवा (नाट)	21	22	25	39	40	82

किन्तु वास्तव में उष्ण कटिबन्धीय इतनी तेज गति की हवा केवल अक्षांशों तथा चक्रवातों में ही मिलती है, सामान्य दशा में नहीं। इसका कारण यही है कि निम्न अक्षांशों में दाब प्रवणता बहुत कम होती है।

6 33 घर्षण का प्रभाव

घर्षण का बल (F) वायु दिशा के विपरीत काम करता है। इस बल की उपस्थिति में हवा समदाब रेखाओं के समानांतर होने से पूर्व ही चित्र (6 6) की स्थिति में सन्तुलित हो

जाती है। इस स्थिति में C और F का परिणामी बल R, P के बराबर और विपरीत



चित्र (66)

दिशा में आ जाता है। स्पष्ट है कि सतुलन की अवस्था में वायुदिशा OV, समदाब रेखाओं से θ कोण बनाएगी। इस प्रकार घपण बल, भूव्यावर्ती प्रवाह को क्रम समदाबरेखीय बना देता है।

यल सतह पर घपण बल अधिक प्रभावकारी होता है, जहाँ हवा समदाब रेखाओं से 30° से 45° अंश तक का कोण बनाती हुई बहती है। सागर तलो पर रक्षता काफी कम होती है। यहाँ वायु दिशा समदाब रेखाओं से 15° से कम काण पर ही झुकी रहती है।

दाब प्रणालियाँ जब सागरीय क्षेत्रों से यल भाग पर पहुँचती हैं, ता साधारणतः वे कमजोर होती जाती हैं, अर्थात् उनमें 'भराव' आता जाता है। इसका एक कारण यल सतह का अधिक घपण प्रभाव भी है, जो वायु तीव्रता को कम करने की प्रवृत्ति रखता है। एक अनुमान के अनुसार, सागरीय तल का घपण, भूव्यावर्ती प्रवाह की गति को एक तिहाई तथा स्थलीय तल का घपण आधा कम कर देने में सक्षम है।

6.34 अमूव्यावर्ती हवा (Ageostrophic Wind)

भूव्यावर्ती हवा अचर गति की एक परिशुद्ध (Precise) हवा है, जो दाब प्रवणता और कोरियालिस बलों के ठीक सतुलित होने पर, समदाब रेखाओं के समानांतर स्थापित होती है, अतः यह आवश्यक है कि समदाब रेखाएँ आपस में समानांतर हों। किंतु वास्तविक मौसम मानचित्रों में ये रेखाएँ अनियमित वक्रताओं से युक्त होती हैं। अतः वास्तविक हवाएँ पूर्णरूप से भूव्यावर्ती नहीं होती। अनियमित समदाब रेखाओं के अलावा असमतल वायु प्रवाह तथा स्थानीय कारणों से दाब प्रवणता में समय के अनुसार तीव्र उतार-चढ़ाव भी बलों में सतुलन स्थापित होने नहीं देते और वास्तविक हवा की भूव्यावर्ती की शर्तों से दूर कर देते हैं।

निम्न वायु तहों में घपण का बल सबसे प्रभावशाली तत्व है, जो भूव्यावर्ती दशाओं से वास्तविक हवाओं को विक्लेपित करता है। यही कारण है कि जैसे-जैसे ऊपर जाते हैं, घपण का प्रभाव कम होने से वास्तविक हवाएँ भूव्यावर्ती के अधिक निकट होती जाती हैं और प्रायोगिक उपयोगों के लिए 1 किमी से ऊपर की हवा बहुधा भूव्यावर्ती मान ली जाती है।

वास्तविकता से दूर होने पर भी भूव्यावर्ती हवाओं की धारणा महत्वपूर्ण है। इसे एक औद्योगिक शक्तिज हवा की तरह समझा जा सकता है जिससे ऊपर नीचे वास्तविक हवा उष्णवायन करती है।

अतः वास्तविक हवा = भूव्यावर्ती हवा + भूव्यावर्ती से विक्षेप। मान लीजिए X और Y दिशाओं में वास्तविक हवाएँ क्रमशः u और v तथा भूव्यावर्ती हवाएँ क्रमशः u_g और v_g हैं। उपर्युक्त समीकरण को गणितीय रूप में इस प्रकार लिखा जा सकता है।

$$u = u_g + u'$$

$$\text{तथा } v = v_g + v'$$

$$\text{या } u' = u - u_g \text{ और } v' = v - v_g$$

u' और v' क्रमशः X और Y दिशाओं में अभूव्यावर्ती हवाएँ कहलाती हैं, जो वास्तविक हवा का भूव्यावर्ती सन्निकटन (Approximation) से विचलन प्रदर्शित करती हैं। u_g और v_g का मान निम्न सूत्रों द्वारा दिया जा सकता है

$$u_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p}{\Delta x} \quad (1)$$

$$\text{और } v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p}{\Delta y} \quad (ii)$$

समीकरण (2) में अर्थ चिह्न कारण यह है कि Y-दिशा (देशान्तर) में p का मान घटता जाता है। अतः दाब प्रवणता $\frac{\Delta p}{\Delta y}$, Y-अक्ष की अक्षर्यात्मक दिशा में घनात्मक होता है।

6.35 भूव्यावर्ती हवा का एक और सूत्र

ऊपरी वायुमण्डल के मीयम विश्लेषण में समदाब रेखीय मानचित्रों की अपेक्षा स्थिर दाब मानचित्रों का प्रयोग अधिक उपयोगी होता है। इसमें विभिन्न स्थानों पर निश्चित दाब स्तर (साधारणतः 850, 700, 500, 200' या 100' मिलीबार) की ऊँचाइयों (साधारणतः भूविभव मीटर की इकाई में) में अंकित कर दते हैं। यह चाट समदाब पृष्ठ के उतार-चढ़ाव का चित्र प्रस्तुत करता है।

दाब की समरेखाओं की जगह ऊँचाइयों की समरेखाएँ खींचकर इन स्थिर दाब मानचित्रों का विश्लेषण किया जाता है। इन रेखाओं को समतुल्य रेखाएँ या कन्टूर रेखाएँ कहते हैं।

मान लीजिए, दो समदाब पृष्ठों के बीच दावान्तर Δp तथा किसी स्थान पर सगत ऊँचाई का अन्तर Δz है तो,

$$\Delta p = -g\rho\Delta z$$

Δp का यह मान भूव्यावर्ती हवा के समीकरणों में रखने से उस स्थान पर

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta x} \text{ तथा}$$

$$V_R = \frac{F}{f} \frac{\Delta z}{\Delta y}$$

जहाँ $\frac{\Delta z}{\Delta x}$ तथा $\frac{\Delta z}{\Delta y}$ क्रमशः X और Y दिशाओं में Δz प्रवणता है।

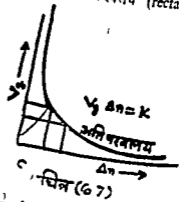
स्पष्ट है कि भूध्यावर्ती बल, Δz प्रवणता का समानुपाती है। यह बल वायु प्रवणता के चलते मुक्त है।

6.36 भूध्यावर्ती पैमाना (Geostrophic scale)

यदि प्रवणता का चयन छोड़ दिया जाए तो किसी स्थान पर भूध्यावर्ती हवा समदाब रेखाओं के बीच की सम्बन्धित दूरी (Δn) के व्युत्क्रमानुपाती होती है।

$$Vg \Delta n = K \text{ (स्थिरांक)}$$

अतः Δn और Vg का ग्राफ एक आयतकार प्रति परवलय (rectangular hyperbola) होगा (चित्र 6.7)। इस ग्राफ से Δn का किसी मान के लिये Vg का मान पाता जा सकता है। अतः विभिन्न दूरियों पर वायु गति का मान प्रतिफल करने पर पैमाना इस प्रकार का तैयार किया जा सकता है कि दो समदाब रेखाओं के बीच जब पैमाने को रखें तो उनकी दूरी के संगति वायु गति का मान पढ़ा जा सके। इस पैमाने को भूध्यावर्ती पैमाना कहा जाता है।



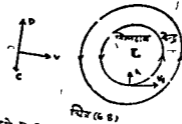
6.40 प्रवणता हवा (Gradient Wind)

यदि दाब प्रवणता (P) और कोरियालिम बल $F(C)$ एक-दूसरे को गीरा-डीक संतुलित न कर सकें, तो दो स्थितियाँ सम्भव हैं

- (i) $P > C$, और
- (ii) $P < C$

यदि P और C का परिणामी बल R है, तो P और C का संयुक्त प्रभाव वायु प्रवाह V पर वही होगा, जो अकेले बल R का है। R वायु प्रवाह के लम्बवत् लगता है अतः केन्द्राभिसारी बल की तरह कार्य करके वायु प्रवाह का पथ वक्राकार कर देगा।

1. पहली स्थिति में R दाब प्रवणता बल की दिशा में V के लम्बवत् रहेगा। अतः वायु प्रवाह वामावर्त दिशा में वक्राकार हो जाएगा, जिसमें R के द्राभिकारी बल की तरह वायु



चित्र (6.8)

करगा। यह घृत्ताकार वायु प्रवाह चक्रवाती प्रवणता हवा कहलाती है। इसमें हवाएँ निम्न दाब केंद्र के चारों ओर घड़ी की सुइयों के विपरीत (धामावर्त) दिशा में बहती हैं।

यदि चक्रवाती प्रवणता हवा का वेग V_G तथा घृत्ताकार प्रवाह पथ की त्रिज्या r मान ली जाए, तो गति का समीकरण इस प्रकार लिखा जा सकेगा—⁽¹⁾

$$R = \text{केन्द्राभिसारी बल} \quad (1)$$

$$\text{या } -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_G = -\frac{V_G^2}{r}$$

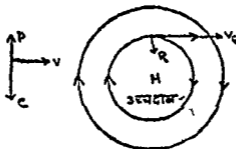
केन्द्राभिसारी बल के साथ श्रेणात्मक चिह्न, इसी कारण लगा है कि दाब प्रवणता बल (श्रेणात्मक) कोरियालिस बल से अधिक है।

(2) दूसरी स्थिति में जब $C > P$, तो परिणामी R , दाब प्रवणता बल के विपरीत, अर्थात् उच्चदाब की ओर V के लम्बवत् लगता है। यह उच्चदाब के चारों ओर दक्षिणावर्त दिशा में घृत्ताकार गति उत्पन्न कर देगा। यह घृत्ताकार वायु प्रवाह प्रतिचक्रवाती प्रवणता हवा कहलाती है।

प्रति चक्रवाती प्रवणता हवा का समीकरण इस प्रकार होगा

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_G - \frac{V_G^2}{r}$$

जहाँ V_G प्रतिचक्रवाती प्रवणता हवा का वेग है।

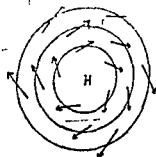


चित्र (69)

6 41 स्पष्ट है कि चक्रवाती और प्रतिचक्रवाती हवा में प्रवाह-पथ के समानांतर समदाब रेखाएँ भी घृत्ताकार हो जाती हैं। चक्रवाती प्रवाह में समदाब रेखाएँ निम्नदाब क्षेत्र को घेरती हैं, जिसमें केंद्र पर दाब निम्नतम होता है। प्रतिचक्रवाती प्रवाह में उच्चदाब केंद्र के चारों ओर घृत्ताकार रूप से घेरती हैं। प्रवणता हवाएँ इन रेखाओं के समानान्तर बायज बेल्ट नियम का पालन करती हुई बहती हैं।

6 42 प्रवणता वायु प्रवाह की दिशा दक्षिणी गोलार्ध में ठीक विपरीत हो जाती है। अर्थात् चक्रवाती प्रवाह में निम्न दाब केंद्र के चारों ओर दक्षिणवर्त दिशा में हवा बहती है तथा प्रतिचक्रवाती प्रवाह में उच्चदाब केंद्र के चारों ओर धामावर्त दिशा में।

6 43 अनुच्छेद 6 33 के अनुसार, घपण के प्रभाव से प्रवेणता हवाओं का प्रवाह-पथ, समदाब रेखाओं के समानांतर न होकर क्रास समदाबरेखीय हो जाता है। चक्रवाती दिशा में हवा, समदाब रेखाओं को काटती-हुई निम्न दाब के द्र की ओर अग्रसर होती है, जिससे केन्द्र पर अभिसरण उत्पन्न होता है—चित्र 6 10 स्थिति (1)। प्रतिचक्रवाती दिशा में हवा समदाब रेखाओं को काटती हुई उच्चदाब केन्द्र से बाहर निकलने की प्रवृत्ति रखती है। अतः केन्द्र पर अपसरण उत्पन्न करती है—चित्र (6 10), स्थिति (2)।



चित्र (1)
(चित्र 6 10)

6 44 भूव्यावर्ती तथा प्रवेणता हवा में सम्बन्ध

प्रवेणता हवा को समीकरण निम्नांकित प्रकार से लिखा जा सकता है

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_G = \frac{V_G^2}{r} \quad (1)$$

जहाँ r का मान चक्रवाती प्रवाह के लिए ऋणात्मक तथा प्रतिचक्रवाती प्रवाह के लिए धनात्मक होगा।

भूव्यावर्ती हवा का समीकरण,

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_G = 0 \quad (11)$$

समीकरण (1) और (11) को मिलाने से

$$-fV_G + fV_G = \frac{V_G^2}{r}$$

$$\text{या } V_G \left(\frac{1}{V_G^2} \right) - \frac{1}{V_G} + \frac{1}{rf} = 0$$

$$\text{या } \frac{1}{V_G} = \frac{1 \pm \sqrt{1 - \frac{4V_G}{rf}}}{2V_G}$$

$$\text{अतः } V_G = \frac{2y_g}{1 \pm \sqrt{1 - \frac{4V_G}{rf}}}$$

यदि $r = \infty$ तो V_G और V_G का मान बराबर होना चाहिए, क्योंकि अत्यन्त त्रिग्या का अतः सीधी रेखा ही हो सकती है। यह अतः केवल + चिह्न ही सही होती है।

$$\text{अतः } V_G = \frac{2V_G}{1 + \sqrt{1 - \frac{4V_G}{r}}} \quad (iii)$$

समीकरण (iii) में यदि r का मान ऋणात्मक रखा जाए, तो हर (Denominator) दो या दो से अधिक हो जाएगा और V_G का मान V_G से कम होगा।

अतः चक्रवाती प्रवणता हवा \leq भूव्यावर्ती हवा।

समीकरण (iii) में r का मान धनात्मक रहने से हर का मान 2 या 2 से कम ही रहेगा इस दशा में V_G का मान V_G से अधिक होगा।

अतः प्रतिचक्रवाती प्रवणता हवा, $>$ भूव्यावर्ती हवा।

इस प्रकार निम्नांकित नियम सिद्ध हुआ।

V_G प्रतिचक्र $>$ $V_G >$ V_G चक्र

6 45, V_G का मान अधिकतम, तब होगा जब,

$$1 - \frac{4V_G}{r} = 0 \quad (iv)$$

अर्थात् $4V_G = r$

और इस शत क पूरा होने पर, समीकरण (iii) से V_G का अधिकतम मान $= 2V_G$ इस प्रकार प्रतिचक्रवाती हवा (V_G) का मान भूव्यावर्ती से अधिक होता है, जो अधिक से अधिक भूव्यावर्ती हवा के दुगुने के बराबर हो सकता है।

6 46 साइक्लोस्ट्रॉफिक प्रवाह (Cyclostrophic Flow)

विषुव रेखा के आसपास ϕ का मान कम होने के कारण, कोरियालिस बल $2\Omega V \sin \phi$ का मान नाण्य हो जाता है। इस दशा में दाब प्रवणता बल P पूर्णतः केन्द्राभिमुख बल की तरह कार्य करता है, जिसमें प्रवाह पथ निम्न दाब केन्द्र के चारों ओर वृत्ताकार बन जाता है। स्पष्टतः यह प्रवाह विरोधी बल C के हट जाने के कारण चक्रवाती प्रवणता प्रवाह की अपेक्षा अधिक तीव्र होगा।

इस चक्रवाती प्रवाह को साइक्लोस्ट्रॉफिक प्रवाह कहते हैं। उष्ण कटिबंधीय चक्रवाती तूफान तथा टोरनेडो में दाब प्रवणता बल इतना शक्तिशाली होता है कि अन्य सभी विरोधी बल नगण्य हो जाते हैं।

6 47 वायुज-बैलट नियम का उल्लंघन

साधारणतः पृथ्वी पर हवा इस नियम के अनुसार ही बहती है। किन्तु कभी-कभी बहुत छोटे पैमाने की स्थानीय हवाएँ इन नियमों का उल्लंघन भी करती हैं। इसका एक उदाहरण, खुले स्थानों पर गर्मियों में उठने वाले धूलभरे बवंडर (Dust devil) हैं। बवंडर वास्तव में निम्नदाब केन्द्र के चारों ओर एक वृत्ताकार प्रवाह है। किन्तु वास्तविक प्रेरणों से यह प्रवाह, चक्रवाती और प्रतिचक्रवाती दोनों प्रकार का पाया जाता है।



चित्र (64)

अतः कुछ बयडर, जा निम्न दाब क्षेत्र म तारा मार धडी की मुद्रया की िशा म (प्रतिचक्रवाती) वायु प्रवाह रक्षते है, स्पष्ट रूप से दायज बैलट नियम का उल्लंघन वरत है।

650 हवाओ का ऊर्ध्वाघर चलन

साधारणतः अधिक तापमान वाले क्षेत्र म भूमि तल पर निम्नदाब तथा उच्चतर स्तर पर उच्चदाब क्षेत्र स्थापित हो जाता है। इसी प्रकार, कम तापमान के क्षेत्र म नाच उच्चदाब तथा ऊपर निम्न दाब बन जाता है।

जन स्थितिकी समीकरण

$$\frac{\Delta p}{\Delta z} = -g\rho = -\frac{pS}{RT}$$

से स्पष्ट है कि ऊँचाई के साथ दाब की परिवर्तन दर औसत तापमान (T) के व्युत्क्रमानुपाती होती है। तापमान जितना अधिक होगा, ऊँचाई के साथ दाब परिवर्तन उतना ही धीमा होगा। वायुमण्डल की निचली तहों का तापमान भूमध्य रेखा पर ध्रुवों की अपेक्षा अधिक होता है। फलतः ध्रुवों पर ऊँचाई के साथ दाब अपेक्षाकृत तेजी से घटता है। इस प्रकार विषुवत् रेखा से ध्रुवों की ओर एक रेखाशिक (Meridional) दाब प्रवणता स्थापित होती है जो ऊँचाई के साथ लगभग 10 स 12 किमी तक तीव्रतर होती जाती है। फलस्वरूप पछुवा हवाएँ ऊँचाई के साथ तीव्रतर होती जाती हैं।

उत्तरी गोलार्द्ध तल पर जिन क्षेत्रों की दाब प्रवणता की दिशा उत्तर से दक्षिण (निम्न अक्षाणों) की ओर है, पृथ्वी तल पर वहाँ पूर्वी हवाएँ चलती हैं। जैसे, उपउष्णकटिब प्रीय उच्चदाब तथा विषुवत् रेखीय निम्न दाब के बीच और ध्रुवीय उच्चदाब तथा उपध्रुवीय निम्नदाब के बीच। चूँकि, ऊँचाई के साथ दाब प्रवणता की प्रवृत्ति निम्न से उच्च अक्षाणों की ओर होती जाती है, अतः पूर्वी हवाएँ ऊँचाई के साथ घटती जाती हैं तथा कुछ ऊँचाई के बाद पश्चिमी हवामा में बदल जाती हैं।

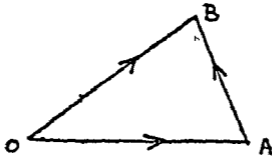
पूर्वी हवाओं के ऊँचाई के साथ बढ़ने का एकमात्र उदाहरण भारतीय उपमहाद्वीप और सागरों पर (20° उ अक्षाण से नीचे) मानसून ऋतु (जून से सितम्बर) का पूर्वी प्रवाह है जो लगभग 9 किमी स ऊपर पूर्वी जेट धारा स्थापित करती है।

पश्चिमी हवाओं की ऊँचाई के साथ वृद्धि लगभग क्षोभ सीमा तक पाई जाती है। सदियों में जब रेखाशिक ताप प्रवणता अधिक तीव्र होती है, यह वृद्धि स्थिर मण्डल में भी काफी ऊँचाई तक जारी रहती है। किंतु साधारणतः स्थिर मण्डल की निम्नतहों में रेखाशिक ताप प्रवणता उल्टी हो जाती है, अर्थात् ध्रुवों पर उच्च तथा विषुवत् रेखा पर निम्न तापमान श्रेष्ठ स्थापित हो जाता है।

सदियों में मध्य अक्षाणों में लगभग 30 किमी की ऊँचाई तक लगभग 60 किमी प्रति घण्टा की पश्चिमी हवाएँ मिलती हैं। किंतु गर्मियों में 18 किमी के बाद पूर्वी हवाएँ स्थापित हो जाती हैं या ऊँचाई के साथ बढ़ती हैं और 30 किमी के घासपास 70-80 किमी प्रति घण्टा की गति तक पहुँच जाती हैं।

651 ताप हवा (Thermal Wind)

किसी वायु तह के ऊपरी और निचले स्तर पर वायु-प्रवाह का अंतर, तह की तापमान प्रवणता पर निर्भर करता है। क्षतिज तापमान प्रवणता के कारण ही ऊँचाई के साथ दाब प्रवणता तथा भूध्वावर्ती हवाओं में परिवर्तन होता है। हवाओं का परिवर्तन गति और दिशा, दोनों या किसी एक में भी हो सकता है। वायु दिशा का घड़ी की सुइयों की



चित्र (612)

दिशा में परिवर्तन दक्षिणावर्त (Veering) तथा विपरीत दिशा में परिवर्तन वामावर्त (Backing) कहलाता है। यह सोचा जा सकता है कि ऊपरी स्तर पर वायु वेग, दो अवयवों का परिणामी है

(1) निचले स्तर का वायु वेग।

(2) क्षतिज ताप-प्रवणता से उत्पन्न अवयव।

यह नापीय वायु अवयव ताप हवा कहलाती है। दो स्तरों के बीच ताप हवा ऊपरी तथा निचले स्तर के भूध्वावर्ती हवाओं के सदिश (Vector) अंतर के बराबर होगी।

चित्र (612) में यदि दिशा और मान में निम्न और उच्च तलों पर भूध्वावर्ती

$$\begin{aligned} \text{वायु वेग} &= \vec{OB} - \vec{OA} \\ \text{हवा} &= \vec{AB} \end{aligned}$$

औसत तापमान का क्षतिज अक्षर जिस पर ताप हवा निर्भर करती है समताप रेखाओं द्वारा व्यक्त किया जाता है। अतः ताप हवा समताप रेखाओं के समानान्तर इस प्रकार बहती है, कि उत्तरी गोलार्द्ध में निम्नताप क्षेत्र ताप हवा के बायीं ओर रहे तथा दक्षिणी गोलार्द्ध के दायीं ओर। ताप हवा की गति, ताप प्रवणता के समानुपाती होती है।

z_0 और z ऊँचाई स्तरों के बीच ताप हवा के X और Y अक्षों में अवयव (जिसमें u_T और v_T) निम्नान्वित सूत्रों द्वारा ज्ञात किए जा सकते हैं

$$u_T = -\frac{g}{fT} \frac{\Delta T}{\Delta y} (z - z_0)$$

$$\text{तथा } \tau_T = \frac{g}{fT} \frac{\Delta T}{\Delta x} (z - z_0),$$

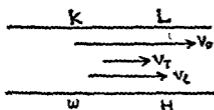
जहाँ T वायु-रूह का औसत तापमान तथा $\frac{\Delta T}{\Delta x}$ और $\frac{\Delta T}{\Delta y}$ क्रमशः X और Y

दिशाओं में तापमान की क्षैतिज प्रवणता है।

6.52 विभिन्न दशाओं में ताप हवाओं की प्रवृत्ति निम्नलिखित उदाहरणों से स्पष्ट की जा सकती है।

(1) जब निम्न तापमान (K) के साथ निम्न दाब (L) तथा उच्च तापमान (H) के साथ उच्च दाब क्षेत्र (H) संयुक्त हो।

वह दशा चित्र (6.13) में दिखाई गई है। वायज बेन्ट नियम के



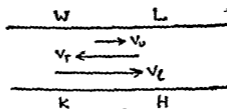
चित्र (6.13)

अनुसार, निचले स्तर पर मूल्यावर्ती हवा V_L पछुसा होगी। ताप हवा (V_T) भी पछुसा ही है। फलतः ऊँचाई के साथ वायु वेग बढ़ेगा और ऊपरी स्तर पर मूल्यावर्ती हवा (V_0) उसी दशा में ($V_T + V_L$) गति से बहेगी।

(2) जब निम्न तापमान के साथ उच्च दाब तथा उच्च तापमान के साथ निम्न दाब संयुक्त हो।

निचले स्तर पर हवा पछुसा होगी तथा ताप हवा पूर्वी। फलतः V_0 का मान ऊँचाई के साथ घटता जाएगा। अर्थात्

$$V_0 = V_L - V_T$$

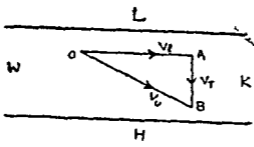


चित्र (6.14)

(3) जब हवा, समताप रेखाओं को काटते हुए उच्च तापमान (H) से निम्न तापमान (K) की ओर बहे अर्थात् जब गम हवा का अभिवहन हाता हो।

इस दशा में H, L, W और K की स्थितियाँ चित्र (6 15) में दिखाई

गई हैं।



चित्र (6 15)

V_T की दशा चित्र के अनुसार होगी, जिसमें K ताप हवा के बायी ओर

पड़ता है।

$$\begin{aligned} &\rightarrow \quad \rightarrow \quad \rightarrow \\ V_w &= V_L + V_T \\ &\rightarrow \\ &= OB \end{aligned}$$

इस प्रकार ऊँचाई के साथ हवा दक्षिणावर्त दिशा में घूमती जाती है। निष्कप निवाला जा सकता है कि जब गम हवा का अभिवहन होता हो, तो हवा साथ दक्षिणावत घूमती है। दक्षिणी गोलार्द्ध में इस प्रवस्था में घुमाव वामावत

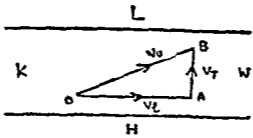
है। ऊँचाई के होता है।

(4) जब ठंडी हवा का अभिवहन होता हो तो, अर्थात् वायुप्रवाह समताप को काटते हुए K से W की ओर हो।

रेखाओं

इस प्रवस्था में V_n ($-OB$) ऊँचाई के साथ वामावर्त दिशा में घूमती

जाती है।



चित्र (6 16)

दूसरे शब्दों में ठंडी हवा के अभिवहन में हवा ऊँचाई के साथ बँक (back) करती स्थिति में हवा दक्षिणी गोलार्द्ध में दक्षिणावत दिशा में घूमेगी।

इस

6.53 दाब प्रणालियों का ऊँचाई के साथ परिवर्तन

ताप हवावाही की उपयुक्त प्रवृत्तियों के कारण माध्य समुद्रतल की दाब प्रणालियों ऊँचाई के साथ परिवर्तित होती जाती हैं। इस विषय में कुछ सामान्य नियम प्रकार हैं

लियाँ म इस

(1) शीत कार का समुद्रतलीय निम्न दाब ऊँचाई के साथ तीव्र होता जाता वायु प्रवाह भी ऊँचाई के साथ तीव्र होता जाता है। दिशा में थोड़ा परिवर्तन हो सक्

है। ता है। जाता

(2) उष्ण कार का समुद्र तलीय निम्न दाब ऊँचाई के साथ कमजोर होता



है। मुख्य ऊपर जाकर यह उच्चदाब क्षेत्र का रूप धारण कर सकता है। वायु गति ऊँचाई के साथ घटती है और उच्चदाब बन जाने के बाद दिशा में उलटी हो जाती है।

(3) शीतकोर का समुद्रतलीय प्रतिचक्रवात, ऊँचाई के साथ कमजोर होता जाता है तथा उच्च स्तर तल पर निम्न दाब में रपांतरित हो सकता है। वायु-गति भी ऊँचाई के साथ घटती जाती है तथा प्रतिचक्रवात के रूपांतरण के समय उलटी दिशा में हो जाती है।

(4) उष्ण कोर का समुद्रतलीय प्रतिचक्रवात ऊँचाई के साथ तीव्रतर हो जाता है। वायु प्रवाह भी थोड़ा दिशांतरण के साथ तेज होता जाता है।

(5) ऊर्ध्वाधर तल में निम्नदाब का दक्ष शीत क्षेत्र की ओर तथा उच्चदाब का दक्ष उष्ण क्षेत्र की ओर भुक् जाता है।

6 54 विक्षुब्ध प्रवाह (Turbulent flow)

एनीमोग्राफ (स्वतः अभिलेखी वायु मापी) द्वारा रिक्वाड किए गए दैनिक चाट से पता चलता है कि वायुगति तथा दिशा दोनों के क्षणिक आवृत्ति काल के छोटे-छोटे असरय उच्चावचो (fluctuations) से पूरा चाट भरा पड़ा है, चित्र (6 17)। अर्थात् वायु प्रवाह अपरिवर्ती (Steady) नहीं है। ऐसे प्रवाह को विक्षुब्ध प्रवाह कहते हैं।

एक मध्यमान रेखा AB, इस प्रकार खींची जा सकती है कि उसके ऊपर और नीचे आंदोलनों का आयाम (Amplitude) बराबर हो। यह रेखा किसी निश्चित समय पर वायु गति का औसत मान दे सकती है।

मध्यमान रेखा से ऊपर का उच्चावचन, निर्वात (Gust) तथा नीचे का उच्चावचन, लल (Lull) कहलाता है। इन उच्चावचो का माप निर्वातीय गुणक (coefficient of gustiness) कहलाता है। जिसकी परिभाषा इस प्रकार दी जा सकती है —

$$\text{निर्वातीय गुणक} = \frac{\text{उच्चावचन का परास (Range)}}{\text{औसत वायु}} \times 100$$

6 55 विक्षुब्ध प्रवाह जमीन तल की अथवा भूमितल पर अधिक पाया जाता है, जो ताप तथा घणन दोनों प्रभावों से उत्पन्न हो सकता है।

जब हवा रुक धरातल, बसो, इमारतों या अन्य रुकावटों से होकर गुजरती है—तो घणन विक्षोभ उत्पन्न होता है। इस प्रवाह में रुकावटों के समीप छोटे छोटे भँवरे (Eddies) या बुलबुले स्वतः पैदा हो जाते हैं। जब वायुमण्डल स्थायी है, तो विक्षोभ रुकावटों की ऊँचाइयों तक ही पाये जाते हैं, और उसके ऊपर वायु प्रवाह समतल हो जाता है। किंतु अस्थायी वायुमण्डल में विक्षोभ और अधिक ऊँचाई तक उठ जाता है। सक्षोप में घणन विक्षोभ की तीव्रता वायुमण्डलीय हास पर, वायु गति तथा रुकावट की क्षमता पर निर्भर करती है।

भूमि तल के सौर उष्मा में अपेक्षाकृत अधिक गम हो जाने से, ताप विक्षोभ उत्पन्न होते हैं, जो बहुधा भूमितल पर ऊर्ध्वाधर वायु गति उत्पन्न कर देते हैं। दोपहर के बाद जब वायुमण्डलीय हास दर सर्वाधिक अतिप्रचर (IS cep) होती है ताप विक्षोभ काफी ऊँचाई तक पहुँच जाता है, अथवा इसका प्रभाव 100 मीटर की वायु तह के ऊपर माघा रणत नहीं पहुँच पाता है। ताप विक्षोभों की तीव्रता वायुमण्डलीय हास दर तथा रसह के उष्मन पर निर्भर करती है।

6 56 अल्पकालिक भूभा या स्क्वाल (Squall)

कभी कभी बहुत तेज हवा का भौका एकाएक उठता है और कुछ मिनट (साधारण 1 से 10 मिनट) के बाद एवाएव ही शांत हो जाती है यह भूका साधारण तबालान प्रचलित वायु दिशा में न आकर, किसी दूसरी दिशा में आता है। इस प्रकार के भूके कभी कभी अत्यधिक विकसित ताप विक्षोभ के कारण उत्पन्न हो जाते हैं। किंतु साधारणतः ये बच्चपात (कपासी वर्षा) के बादलों में उत्पन्न होने वाली अवरोही वायु धाराओं के फलस्वरूप भूमि पर पहुँचते हैं। वर्षा के बीच बीच आने वाली तेज भूभावात, इसी प्रकार की धाराओं हैं। इस परिस्थिति में एकाएक ठंडी हवा के तीव्र अभिचहन से तापमान गिर जाता है। इन भूको का स्क्वाल या अल्पकालिक भूभा कहते हैं।

स्क्वाल और निर्वात का मुख्य अंतर उनकी अवधि है। निर्वात में वायु गति की वृद्धि केवल कुछ क्षणों की होती है, जबकि स्क्वाल में अपवाहक अधिक तीव्र हवा कुछ मिनटों तक स्थापित रहती है। भारत में स्क्वाल के लिए जो शत निर्धारित की गई है, उसके अनुसार वायु गति कम से कम ३ फूट पैमाने की तीन अवस्थाएँ पार कर 22 27 नाटिकल मील/घण्टा या इससे अधिक पहुँच जानी चाहिए।

6 57 हवा का दैनिक चलन

उत्तरी गोलार्ध में धरातलीय और उच्च स्तरीय हवाओं का दैनिक चलन इस प्रकार है

दिन में सूर्य के कारण भूमितल से कुछ ऊँचाई तक विक्षोभ मिश्रण पदान मात्रा में होता है, जिससे वायु गति तीव्र होती है। समदाब रेखाओं से इसका विरप अपेक्षाकृत कम होता है। रात्रि की हवा में अपवाहक दशाओं से अधिक निकट होती है। रात्रि में हवाएँ धीमी और समदाब रेखाओं से अधिक दूरी पर काटती रहती हैं। धरातलीय हवाएँ कुछ ऊँचाई तक दिन में दक्षिणावत पवन तथा रात्रि में वामावत-पवन की प्रवृत्ति रखती हैं।

रात्रि के समय मिश्रण नहीं होने के कारण घण्टा का प्रभाव कम ऊँचाई तक सीमित रहता है। इससे थोड़ी ही ऊँचाई (200-300) मीटर के बाद हवा स्वतंत्र प्रवाह में आ जाती है जो अपवाहक दशाओं के प्रति निकट होती है। दिन में मिश्रण के कारण घण्टा-तह कारी ऊँचाई तक उठ जाती है। इन 3 10 मीटर में 1000 मीटर तक की हवा, जो रात्रि में अपवाहक हानी है, दिन में घण्टा के कारण धीमी और सम दाब रेखाओं में विक्षोभित हो जाती है।

रात्रि और दिन में हवा का यह परिवर्तन, सागरीय क्षेत्रों पर नगण्य होता है। भूमितल पर केवल मध्य रहित दिनों में दैनिक चलन स्पष्ट रूप में दृष्टिगोचर होता है।

6 58 हवाओं की ऋतु-विभिन्नता (Seasonal Variation)

तापमान और दाब में परिवर्तनों के कारण और गति में परिवर्तन के कारण ही हवाओं में ऋतु-विभिन्नता होती है। जिसके परिणामस्वरूप भूमितल और निम्न क्षण मध्य की हवाओं में बहुत अधिक परिवर्तन होता है। सामान्यतः यह परिवर्तन वायु प्रवाह दाब प्रणाली द्वारा ही मुख्य रूप से नियंत्रित होता है।

घण्टा प्रभाव की नगण्यता के कारण मौसमी परिवर्तन सागरीय क्षेत्रों में अधिक स्पष्ट होता है। 20 उच्च 40 उच्च दशाओं के महादीप्य भागों में सर्दियों में उच्च-पवन तथा गर्मियों में

गम्भीर निम्न दाब स्थापित रहता है। फलतः इस क्षेत्रों में भूमितल की हवाएँ गर्मियों और सर्दियों में लगभग विपरीत दिशाओं में बहती रहती हैं। भारतीय उपमहाद्वीप का ग्रीष्म और शीत मानसून प्रवाह, मौसमी परिवर्तन का एक उत्कृष्ट उदाहरण है जिसमें सागरीय क्षेत्रों में गर्मियों में 6 महीने दक्षिणी-पश्चिमी तथा सर्दियों में 6 महीने उत्तरी पूर्वी मानसून धाराएँ चलती हैं।

विपुवत् रेखा के आसपास तापमान की ऋतु विभिन्नता कम होने से हवाओं का मौसमी चलन कम पाया जाता है।

6 60 भूमितल की कुछ स्थानीय हवाएँ

उत्तरी उत्पन्न कटिबन्धीय क्षेत्र (0 - 30 उ) में उपउत्पन्न कटिबन्धीय उच्चदाब से, विपुवत् रेखीय निम्न दाब की ओर ताप प्रवणता स्थापित रहती है। फलतः उत्तर से दक्षिण की ओर हवा चलती है जो पृथ्वी के घूर्णन के कारण, दायी ओर विक्षेपित होकर साधारणतः उत्तर पूर्व से बहती रहती है। इसे उत्तरी पूर्वी व्यापारिक हवा कहते हैं। इसी प्रकार, दक्षिणी उत्पन्न कटिबन्ध में दक्षिण से उत्तर की ओर बहती हवा घूर्णन के कारण, बायी ओर विक्षेपित होकर दक्षिणी पूर्वी हो जाती है। यह दक्षिणी पूर्वी व्यापारिक हवा कहनाती है।

मध्य अक्षांशों में दाब प्रवणता, उपउत्पन्न कटिबन्धीय उच्चदाब से उपध्रुवीय निम्न दाब (60° उ और द) की ओर होती है। फलतः इन क्षेत्रों में हवाएँ उत्तरी गोलार्द्ध में दक्षिण से उत्तर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में उत्तर से दक्षिण की ओर बहगी। यह प्रवाह कोरियालिस बल के अतःगत विक्षेपित (उत्तरी गोलार्द्ध में दायी ओर तथा दक्षिणी में बायी ओर) होकर उत्तरी गोलार्द्ध में दक्षिणी पश्चिमी तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में उत्तरी पश्चिमी हो जाता है। इन हवाओं को मध्य अक्षांशीय पश्चिमी हवाएँ (Mid latitude westerlies) कहते हैं।

इससे ऊपरी अक्षांशों में दाब प्रवणता पुनः ध्रुवीय उच्चदाब से उपध्रुवीय निम्न-दाबों की ओर पाई जाती है। इसके कारण उत्तरी ध्रुवीय क्षेत्रों में उत्तरी-पूर्वी तथा दक्षिणी ध्रुवीय क्षेत्रों में दक्षिणी पूर्वी प्रवाह प्रचलित रहता है, जिन्हें ध्रुवीय पूर्वी हवाएँ (polar easterlies) कहते हैं।

भूमितल के प्रारूप, समतलता तथा प्रकृति के कारण, जगह-जगह हवा का सामान्य प्रवाह परिवर्तित होकर स्थानीय हवाओं का रूप धारण करता है। सतह की प्रकृति में अंतर होने के कारण (जैसे जल और धन), ताप ग्राह्यता की क्षमता स्थान पर बदल सकती है, जिससे हवाएँ उष्मा द्वारा नियंत्रित हो जाती हैं। इस प्रकार के कुछ प्रमुख स्थानीय प्रवाह निम्नांकित हैं

- (1) आरोही तथा अवरोही हवा (Anabatic and Katabatic Wind)
- (2) पर्वतीय तथा सागर समीर (Mountain and Valley Breeze)
- (3) धल समीर तथा सागर समीर (Land Breeze and Sea Breeze)
- (4) फोहन हवा या बिनूव (Fohn Wind)
- (5) ल (Loo)

6 61 आरोही तथा अवरोही हवा

अधिक ढाल वाली भूमि पर अथवा पहाड़ी क्षेत्रों में हवा का प्रवाह ढाल की सतह

ऊपर ऊपर या नीचे की ओर होता रहता है। ऊपर चढ़ने वाला प्रवाह, भारोही हवा तथा नीचे झवतरित होने वाला प्रवाह झवरोही हवा कहलाती है। इन प्रवाहों का मुख्य कारण ताप जनित है।

दिन म ढाल की सतह सौर उष्मा से पर्याप्त गम हो जाती है। इससे सतह के सम्पर्क की वायु, उनी स्तर की नीर वायु राशियों की अपक्षा अधिक गम हो जाती है। फनस्वरूप हल्की होने के कारण, सम्पर्क वायु ढाल पर ऊपर चढ़ने लगती है। साथ ही ढाल से कुछ ऊपर की स्वतंत्र वायु में, अपक्षाकृत ठण्डी होने से झवतलन प्रवाह होता है। पहाडियों पर भारोही हवा दोपहर के बाद सर्वाधिक तीव्र होती है। पहाडी की चोरी छोडने के बाद इसम तेजी से फीनलन होता है और यदि हवा में नमी अधिक हुई, तो कपासी प्रकार के मेघ बनने की सम्भावना रहती है।

रात्रि से ढाल पर झवरोही हवाएँ चलती हैं, क्योंकि इस समय ढाल की सतह मू-विकिरण के कारण आसपास के वायुमण्डल की अपेक्षा अधिक शीतल होती है। फनस्वरूप भारी होने के कारण, सतह के सम्पर्क की हवा नीचे उतरने लगती है। यदि ढाल (हवाचक्रादिन है तो दिन में भी झवरोही हवाएँ प्राप्त होती हैं।

कम ढालू मूमि पर भी रात्रि में धीमी गति से झवरोही हवाएँ चलती हैं तथा निचने क्षेत्रों में ठण्डी हवाएँ अमिवहन करती हैं। पहाडी ढालों म झवरोही हवाएँ काफी तेज चहती हैं। ये हवाएँ आद्रता की उपस्थिति म साधारणतः कुहरा तथा पाला उत्पन्न कर सकती हैं।

6 62 पवतीय और घाटी हवा

यदि कोई क्षेत्र चारों ओर ऊँचे पवतों से घिरी हुई घाटी हो, तो भारोही और झवरोही प्रभाव और तीव्र हो जाता है। दिन में चारों ओर से हवाएँ ढाल पर चहती हैं। यदि वायुमण्डलीय हास दर अधिक हो और हवा नम हो, तो सवाहनिक मेघ बनने की बहुत सुविधा रहती है।

पहाडी पर चलनी हवाएँ चपल के कारण परनाभिमुखी तथा अनुवर्ती, दोनों दिशाओं में झनर उत्पन्न करती हैं। अनुवर्ती भाग की नैबरे विशेष प्रभावकारी होती है। रात्रि में सफरी घाटियों में झवरोही हवाएँ तेजी से ठण्डो वायु तथा नमी अभिवहित करती हैं। इन घाटियों में सुबह नरु इतना कुहरा या पाला आदि उत्पन्न हो जाता है कि जो बहूबा दिन में भी नहीं हट पाता। यह स्थिति घाटो क्षेत्रों में बहुत हानिकारक झसर ढालती है।

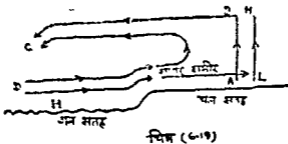
यदि घाटी पवत श्रृंखलाओं के बीच में खण्डित होने से बनी है और चारों ओर से नहीं घिरी है तो खण्डित भाग से बहुत तेज हवाएँ घाटी में चढ़ने की वाध्य होती हैं जो साधारणतः एफ ही दिशा से चहती रहती हैं।

साधारण नीर पर पवतीय और घाटी हवामा की प्रवृत्ति में विशेष झन्तर नहीं है। सो हो ढाल पर चढ़ने वाले ताप जनित प्रवाह हैं।

6 63 पल झार सागर समीर

सटीर भागों में दिन म पवप, विगत क्षेत्रों पर वायु घरातनीय हवा सागर में पल नी ओर चहती है। इन नीर समीर चहने हैं। स्वभासत सागर समीर प्रभावित क्षेत्र का तापमान कम तथा आद्रता अधिक कर देता है।

दिन में सौर उष्मा से थल का भाग (A) सागरीय क्षेत्र की अपेक्षा अधिक गम हो जाता है, जिससे वहाँ की हवा ऊपर उठ कर कुछ ऊँचाई (100-300 मीटर) (B) पर उच्च दाब तथा (A) पर निम्न दाब उत्पन्न कर देती है। (B) के स्तर पर सागरीय क्षेत्र में (C) का दाब स्थिर रहने से (B) की अपेक्षा कम रहता है। अतः भूमि से सागर की ओर दाब प्रवणता स्थापित हो जाती है, जिससे हवा (B) से (C) की ओर बहने लगती है।



सागरीय सतह (D) पर दाब (A) की अपेक्षा स्वतः कुछ अधिक हो जाती है, जिससे घ्रातलीय हवा (D) से (A) की ओर बहने लगती है। यही सागर समीर है।

सागर समीर का अभ्युदय सबसे प्रथम तट पर होता है, जहाँ से वह थल के घ्रातरिक भागों की ओर शनैः शनैः बढ़ता है। साधारणतः तट से 20-25 किलोमीटर तक का क्षेत्र सागर समीर से प्रभावित होता है, किंतु अनुकूल पवतीय परिस्थितियों के कारण या घ्रातरिक भू-भाग पर स्थित निम्न दाबों के आकषण से सागर समीर महाद्वीपों की ओर अधिक अंदर तक प्रभावित कर सकता है। उदाहरणार्थ समुद्र से लगभग 60 किलोमीटर दूर स्थित पूना और आसपास के क्षेत्रों में गर्मियों में, लगभग हर दिन 2 बजे के बाद सागर समीर पहुँचता है और वायुमण्डल में एकाएक शीतलता उत्पन्न कर देता है। सागर तट से 100 किमी से अधिक दूर स्थित कलकत्ता में लगभग साढ़े तीन बजे दोपहर के बाद सागर समीर प्रवेश करता है। सूर्यास्त के बाद सागर समीर मंद पड़ जाता है।

रात्रि में प्रवाह इसके ठीक विपरीत होता है। रात्रि शीतलन के कारण भू-भाग (A) पर सागरीय क्षेत्र (D) की अपेक्षा उच्च दाब स्थापित हो जाता है। फलतः थल से सागर की ओर शुष्क हवा बहने लगती है। इसे थल समीर कहते हैं। थल समीर सामान्यतः स्थिर वायुमण्डल में ही प्रचालित होता है।

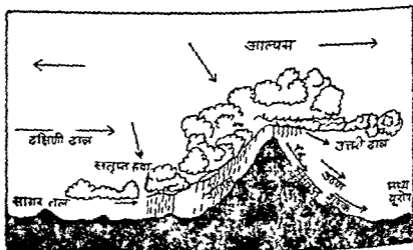
सागर और थल समीर का उक्त प्रवाह, मेघ रहित दिन और रात्रि में ही सम्भव है क्योंकि इन प्रवाहों की मुख्य कारण थल और जल पर उष्मा के प्रभाव की भिन्नता है। मेघाच्छन्न दिनों में थल भाग, न तो दिन में सौर विकिरणों द्वारा पर्याप्त गम हो पाता है और न रात्रि में भू-विकिरण के कारण पर्याप्त ठण्डा।

664 फोहन हवा (Föhn Wind)

पर्वत के पवनाभिमुखी ढाल पर चढ़ती हुई हवा में रुद्धोष्म शीतलन होता है, जिससे कुछ ऊँचाई पर हवा संतृप्त होकर बादल बनाती है। संतृप्त हवा जब और ऊपर चढ़ती है,

तो उसमें सन्तृप्त रूद्धोष्म ह्रास दर ($5^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) से तापमान घटता है। अगर बरसे हुए यदि कोई सघनित होता है, तो सघनित जल वर्षा के रूप में गिर जाता है।

जब यह हवा शिखर पर पहुँचने के बाद अनुवर्ती भाग की ओर उतरने लगती है, तो वह गम हो जाती है तथा गुरत घसटूण हो उरती है, जिसमें शुष्क रूद्धोष्म ह्रास दर



चित्र (6 20)

($10^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) से हवा का तापमान बढ़ने लगता है। फलन अनुवर्ती ढाल पर उरने वाली हवा अधिक गम तथा शुष्क होती है।

इस प्रकार की हवा का उदाहरण आल्पस पर्वत के उत्तरी ढाल पर बहने वाला हवा है। यह हवा मध्य यूरोप के ठण्डे क्षेत्रों के लिए धान-वदायक मासम उत्पन्न करती है। इस हवा का स्थानीय नाम फोहन हवा है।

अमेरिका में राकी के अनुवर्ती भाग से ऐसी ही हवाएँ चलती हैं, जहाँ वे विन्क के नाम से विख्यात हैं। भारत में इस प्रकार का उदाहरण, पश्चिमी घाट के अनुवर्ती भागों में बहने वाली हवाएँ हैं, जो गम और शुष्क होती हैं। पूना में इसी प्रकार की हवाएँ पहुँचती हैं। इसीलिए पूना के वायुमण्डल में बम्बई की अपेक्षा कम उमस पायी जाती है।

6 65 लू (Loo)

पूर्व मानसून काल (अप्रैल, मई, जून) में उत्तरी भारत में चलने वाली गम और अत्यधिक शुष्क पश्चिमी या उत्तरी पश्चिमी हवा 'लू' कहलाती है, जिसमें हवा की गति 10% से भी कम तथा गति 20 किमी प्रति घण्टा से साधारणतः अधिक होती है। इस प्रवाह का कारण सौर ऊष्मा के अधिकतम से उत्पन्न नीच दाब प्रवणता है। तेज ताप के कारण भूमि तल की हवा विशेषकर दोपहर के बाद अति शुष्क रूद्धोष्म अवस्था में आ जाती है। धूल उड़ती हवाएँ उत्तरी भारत में साधारणतः ग्रीष्म ऋतु में दोपहर से कुछ पहले आरम्भ होकर सूर्यास्त तक बहती है किन्तु कभी कभी विशेष मौसम दशाओं के कारण रात्रि में भी लू का चलना जारी रहता है। जून में अमरावती केरल काल कभी-कभी

लू के प्रभाव में जलाभाव (Dehydration) रोग से आक्रान्त हो जाते हैं। उत्तरी भारत के सभी प्रान्तों में लू के कारण प्रतिवर्ष कुछ लोग मृत्यु के शिकार होते हैं।

मानसून धाराओं के अभ्युदय होने से लू-प्रवाह शन शन खत्म हो जाता है।

6 66 मध्य अक्षांशीय महाद्वीपीय क्षेत्रों की सदियों में उच्च दाब तथा गर्मियों में निम्न दाब जनित करने की प्रवृत्ति होने के कारण, भारतीय उपमहाद्वीप तथा दक्षिणी चीन में छ महीने तक परस्पर विपरीत दिशाओं की मौसमी हवाएँ प्रवाहित होती रहती हैं। इन मौसमी हवाओं को अरबी भाषा के शब्द मानसून द्वारा सम्बोधित किया जाता है, जिसका अर्थ 'मौसम' को व्यक्त करता है। उपयुक्त क्षेत्रों में सदियों में मानसून उत्तर-पूर्व से तथा गर्मियों में दक्षिण पश्चिम से बहता है। इन मानसून हवाओं का विस्तारपूर्वक वर्णन अध्याय 14 में किया गया है।

6 67 छोटे पैमाने पर ताप और दाब चलन तथा भूमितल के प्रारूप के कारण अनेक स्थानों की हवाएँ विशेष गुणों से युक्त हो उठती हैं तथा स्थानीय रूप से अपने प्रभाव के कारण इतनी महत्वपूर्ण हो जाती हैं कि इन्हें अलग नामों से जाना जाता है। इस प्रकार की कुछ हवाएँ निम्नांकित हैं —

(1) ब्लिज्ड

उत्तरी अमेरिका में सदियों में अबदाबों के तत्काल बाद उदित होने वाली अतिशीत और तेज हवा स्थानीय रूप से ब्लिज्ड के नाम से जानी जाती है। इस हवा के साथ तुपार क कारण भी प्रवाहित होते रहते हैं।

उत्तरी भारत में भी सदियों में पश्चिमी विशोभी बनीये साधारणतः दो तीन दिनों तक शीत तरंग बहती है, पर इन्हें किसी स्थानीय नाम से नहीं जाना जाता।

एटाकटिक प्रदेशों में भी भूमितल पर इसी प्रकार की तुपार भरी ठंडी हवाएँ तीव्र गति से चलती हैं। यहाँ पर ब्लिज्ड हवाएँ सतह की अतिशीत वायु रॉसि हटाकर, कुछ हद तक तापमान बढ़ाने का काम करती हैं।

(2) बोरा

एड्रियाटिक सागर के उत्तर और उत्तर-पूर्व में स्थित पठार से, सदियों में तेज अबरोही हवाएँ सागर के उत्तरी तट पर बहती हैं। इन हवाओं का तापमान बहुत कम होता है तथा अनुकूल परिस्थितियों में 100 से 150 किमी/घण्टा की गति पायी जाती है। कालासागर के उत्तर-पूर्वी तट पर ऐसी हवाएँ चलती हैं। इन्हें स्थानीय रूप से बोरा के नाम से जाना जाता है।

(3) सीस्टन हवा

ईरान के सीस्टन प्रांत में गर्मियों की तीव्र तूफानी हवा जो उत्तर से लगभग 4 महीने तक बहती रहती है, सीस्टन हवा के नाम से जानी जाती है।

(4) शमाल

मेनोपोटामिया के मैदानी भागों में ग्रीष्म ऋतु में बहने वाली उत्तरी-पूर्वी उष्ण वायु प्रवाह बड़ा शमाल के नाम से विख्यात है।

(5) सिमूम

अफ्रीका और अरब के रेगिस्तानों में गर्म और शुष्क रेत उठती है। इसी कारण प्रचलित होती है। इनकी प्रवृत्ति साधारणतः प्रायः घण्टे से कम होती है। बहुत सारा हवाएँ बहर की भाँति चलती होती हैं। बसंत तथा ग्रीष्म ऋतुओं में इस प्रकार की हवाएँ बहुत प्रचलित होती हैं।

(6) तिमोरो

मध्य अक्षांशीय वातावरण प्रवदावों में बहने वाली उष्ण और दक्षिणी हवाएँ अफ्रीका के उत्तर तट तथा दक्षिणी यूरोप में तिमोरो के नाम से जानी जाती हैं। सहारा मरुस्थल में उत्पत्ति के कारण ये हवाएँ अफ्रीका के उत्तरी तट तक उष्ण तथा शुष्क होती हैं। मध्यसागर पार करने के बाद माल्टा, सिसली तथा इटली प्रायः में ये उष्ण विद्युत् नम हवाओं के रूप में पहुँचती हैं।

(7) हमतन

सर्दियों में महीनों में पश्चिमी अफ्रीका में बहुत ही शुष्क हवा प्रचलित रहती है। वास्तव में सहारा की शुष्क हवा ठंडी होकर निम्न दाब (मागर क्षेत्र) की ओर प्रवाहित होती है। हमतन तटवर्ती क्षेत्रों में उष्ण और ऊँच भरे वायुमण्डल से व्याकुल लोगों को राहत देती है और प्रायः स्वास्थ्यवर्द्धक समझी जाती है।

(8) गरजती चालीसा (रोरिंग फॉर्टीज)

दक्षिणी गोलार्ध में 40 अक्षांश के पूरे वृत्त के आसपास, कई महान्दीपीय भाग नहीं हैं। अतः वायु प्रवाह पर घण्टा का प्रभाव अपेक्षाकृत बहुत कम होता है, जिनके परिणामस्वरूप हवाएँ बहुत तेज गति से सागर तट पर चलती हैं। ये हवाएँ पछुवाँ होनी हैं और गजन के साथ ऊँची लहरें उठाती हैं। इन हवाओं को गरजती चालीसा के नाम से जाना जाता है।

इसके विपरीत 40° उत्तर के सागरीय क्षेत्रों में बहुत ही धीमी हवाएँ चलती हैं। वायुमण्डल अधिकतर शांत और आकाश स्वच्छ रहता है। इन क्षेत्रों को अरब अक्षांश (हास लैटिट्यूड) कहते हैं। यह नाम पढ़ने का कारण यह है कि प्राचीन काल में यहाँ युक्त जहाजों द्वारा अमेरिका और वेस्ट इण्डोस की घोटों का निर्यात इन क्षेत्रों से होता था और शांत क्षेत्रों में जब जहाज फस जाते थे और नावों को पतवार द्वारा खेना पड़ता था तो अधिकतर घोटों को भार और लाघ संभरी के प्रभाव के कारण समुद्र में फक गया।

(9) डोलड्रम की शांत हवाएँ

विद्युत् रेखा के आसपास का क्षेत्र लगभग समदाब का क्षेत्र है, जहाँ दाब प्रवणता नगण्य होती है। अतः यहाँ वायुमण्डल सामान्यतः शांत होता है या बहुत धीमी हवाएँ बहती हैं जिनकी दिशा बहुत तेजी से परिवर्तित होती रहती है। वायु दिशा की अनिश्चितता के कारण इस क्षेत्र को डोलड्रम कहा जाता है। डोलड्रम के ही किसी भाग में दोनों गोलार्धों की व्यापारी हवाएँ अभिसरित होती हैं।

जिसमें उर्ध्वाधर वायु धाराएँ उठकर मेघ और वर्षा उत्पन्न करती हैं। इस क्षेत्र को अन्तर्दृष्ट बटिबन्धीय अभिसरण क्षेत्र (Inter Tropical Convergence Zone या I T C Z) कहते हैं। I T C Z के प्रतिरिक्त डोल्ड्रम में मौसम प्रायः साफ रहता है।

सूर्य के स्थानांतरण के साथ डोल्ड्रम और I T C Z ग्रीष्म गोलार्ध की ओर स्थानान्तरित होते रहते हैं। किंतु उत्तरी गोलार्ध में इनका स्थानांतरण अपेक्षाकृत अधिक होता है। अतः मौसम रूप से डोल्ड्रम की स्थिति विषुव रेखा से थोड़ी उत्तर में होती है।

6.68 पर्वत तरंगों (Mountain Waves)

पर्वतीय भूमि प्रदेशों में वायु प्रवाह, समतल प्रदेशों की अपेक्षा अधिक विद्युच्च होता है। पर्वत श्रृंखलाएँ सामान्य वायु प्रवाह पर अनेक प्रकार के प्रभाव डालती हैं। उपलब्ध सबूतों तथा सिद्धांतों के आधार पर कुछ प्रभावों की जानकारी प्राप्त की जा सकी है। हिमालय तथा राकी जैसे बड़े पर्वत छोटे वायु भँवर से लेकर अनुवर्ती निम्न दाब तथा भूमण्डलीय पैमाने पर वायु प्रवाह में विक्षोभ उत्पन्न विद्या करते हैं। इन्हीं विक्षोभों के परिणामस्वरूप वायुमण्डलों की अधिकतम दृष्टनाएँ पर्वतीय क्षेत्रों में होती रहीं हैं।

पर्वतीय ढाल पर आरोह और अवरोह के परिणामस्वरूप, वायु प्रवाह में तरंग धाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं, जिनका दक्षिण तरंग दैर्घ्य 1 से 20 किमी तक साधारणतः पाया जाता है। ये तरंगें अर्ध-अप्रगामी गुरुत्व तरंगों (Quasi Stationary Gravity Waves) के रूप में होती हैं और पर्वत तरंगें कहलाती हैं।

इन तरंगों के परिणामस्वरूप, काफी ऊँचाई तक विक्षोभ तथा उर्ध्वाधर वायु धाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं। ये धाराएँ साधारणतः क्षोभ सीमा की पार कर स्थिर मण्डल में जा पहुँचती हैं। सामान्य प्रेक्षणों के अनुसार, पर्वत की सुगता से दूनी ऊँचाई तक विक्षोभ प्रभावशील रहता है। पर्वत तरंगों से जनित उच्च वायु धाराएँ अक्सर विशिष्ट गुणों से युक्त पर्वतीय मेघ उत्पन्न करती हैं, जिनकी विशेषताओं के आधार पर वायु प्रवाह की प्रकृति का अध्ययन किया जा सकता है। वायु प्रवाह तेज होने पर भी ये मेघ साधारणतः स्थिर रहते हैं और हवा इनके मध्य से होकर गुजर जाती है। पर्वतीय मेघ, शिखर के ऊपर या नीचे नहीं भी हो सकते हैं। इन मेघों के कुछ मुख्य प्रकार ये हैं —

(1) छत्रक मेघ (Cap Cloud)

यह निम्न स्तर पर निलंबित (hanging) मेघ है, जिसका आधार शिखर के समीप तथा ऊँचाई लगभग एक किलोमीटर होती है। मेघ का अधिकांश भाग पर्वनाभिमुखी दिशा में रहता है।

(2) रोलर या घुल (roll) मेघ

अनुवर्ती भाग में कभी-कभी कपासी या स्तरी कपासी मेघों की बतार घुल लाकार रूप में विकसित होती है, जिसका आधार पर्वत श्रृंखला के निकट तथा ऊँचाई कुछ किलोमीटर पायी जाती है। ये मेघ विणाल आयाम के अनुवर्ती तरंगों के परिणामस्वरूप उत्पन्न होते हैं। मेघों के बीच घनात्मक उच्च वायु अणुरूपण (Shear) गुजरता है, इसलिये इनका ऊपरी भाग घुमता सा प्रतीत होता है।

(3) मसुराकार मेघ (Lenticular Cloud)

ये लेन्स के आकार के अग्रगामी या अर्ध-अग्रगामी मेघ हैं, जो साधारणतः पर्वत शिखरी भाग में पर्वत के समानांतर बँटों के रूप में उत्पन्न होते हैं। दो या तीन बड़े वृद्धा दिशाई देते हैं।

मसुराकार मेघ विभिन्न ऊँचाइयों पर पाये जाते हैं तथा एक के ऊपर एक, कई वहाँ एक साथ भी देखी जाती हैं। निम्न स्तरों के पर्वतीय मसुराकार मेघ स्तरी कपाती के समान दिशाई देते हैं जिन्तु अधिकांश ऊँचाईयों पर इनका आकार वाणी चिक्का प्रतीत होता है। इनका रंग सफेद के भलावा पीला, नारंगी या गहरा भूरा भी हो सकता है।

(4) मुक्ताम मेघ (Nacreous or Mother of Pearl Cloud)

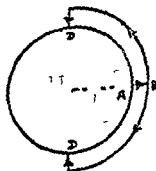
य सबसे चमकीले मेघ हैं, जो स्थिर मण्डल में सामान्यतः 20 से 30 किमी ऊँचाई पर उत्पन्न होते हैं। ऊँचाई के कारण सूर्यास्त के बाद भी ये प्रकाशमान रहते हैं। उत्तरी ध्रुव क्षेत्र में उच्च अक्षांशों के शीतकालीन अवदावों के कारण, तीव्र परिचयी हवाएँ पहाड़ी भागों से गुजरती हुई लगभग 30 किमी ऊँचाई तक विस्फोट पाती हैं। इन अक्षांशों में मुक्ताम मेघ दिखाई देता है। इसके बनने के लिए इतनी ऊँचाई (तापमान -40°C के आसपास) पर जल वाष्पण का हाना भी आवश्यक है। इसे इन मेघों की भौतिक संरचना अभी तक प्रकृत है।

6.70 आदर्श सामान्य वायु-प्रवाह (Idealised General Circulation)

सूर्य की ऊष्मा धरती पृथ्वी के घूर्णन द्वारा वायुमण्डल का सामान्य प्रवाह उत्पन्न होता है। इन दोनों के समुक्त प्रभाव को समझने के लिए इनका अनन्य अलग विवेचन करना उचित है।

सबसे प्रथम, मान लीजिए पृथ्वी अपनी धुरी पर स्थिर है। इस अवस्था में केवल सौर विकिरणों की मात्रा के अक्षांशों पर भिन्नता के कारण वायु में प्रवाह उत्पन्न होगा। कैसे ?

विषुवत् रेखा के पृथ्वी तल (A) पर अधिक ऊष्मा के कारण वायु गर्म होकर ऊपर उठेगी, जिससे A पर अक्षरणा के कारण निम्नदाब क्षेत्र उत्पन्न हो जाएगा। उच्च वायुमण्डल के किसी क्षेत्र B पर यह हवा अभिसृज्य होकर उच्च दाब स्थापित करेगी। फलस्वरूप उच्च वायुमण्डल में विषुवत्-रेखा से ध्रुवों की ओर प्रवाह आरम्भ हो जाएगा। ध्रुवीय क्षेत्र C पर शीतलन के कारण इस वायु का अवतलन स्वाभाविक है जिसमें ध्रुवीय तल D पर उच्च दाब बन जाता है। अतः सतह पर उच्च दाब D से निम्न दाब A की ओर, अर्थात् ध्रुव से विषुवत् रेखा की ओर हवा बहेगी। इस प्रकार वायु प्रवाह का पथ, कालिका ABCDA द्वारा प्रदर्शित किया जा सकता है।



चित्र (6.21)

उपरोक्त विवरण से यह स्पष्ट है कि निम्न दाब क्षेत्र से वायु ऊपर उठती है तथा उच्च दाब क्षेत्र पर उसका अवतलन होता है।

अब भू-मण्डल पर टाप क्षेत्रों में वास्तविक बटन पर विचार कीजिए। विषुवत् रेखा पर निम्न दाब, 30° के अक्षांशों के आस पास उप-उष्ण कटिबंधीय उच्च दाब, 60° अक्षांशों पर उप ध्रुवीय निम्न दाब तथा ध्रुवों पर उच्चदाब के क्षेत्र स्थायिवत् रूप से स्थित हैं।

अतः B से ध्रुवों की ओर बहने वाली हवा उपउष्ण कटिबंधीय उच्चदाबों (30 अक्षांश) पर झुकती हो जाती है। भूमि तल पर प्रवाह स्पष्टतः F से A की ओर होगा। इस प्रकार एक कोशिका ABEFA पूरी हो जाती है।

उपध्रुवीय निम्न दाब (G) से उठने वाली हवा उच्च स्तर (H) पर अभिसरण उच्चदाब उत्पन्न करने के बाद ध्रुवीय तथा उपउष्ण कटिबंधीय उच्चदाब दोनों ओर प्रवाहित होगी तथा दोनों उच्चदाबों पर झुकती होगी। भूमितल पर प्रवाह F से G तथा D से G की ओर होगा। इस प्रकार, दो ओर प्रवाह कोशिकाएँ GHEFG तथा GHCDG पूरा हो जाती हैं।

इस प्रकार स्थिर भू-मण्डल पर ताप प्रवणता के कारण भूमि तथा उच्च स्तर पर आठवां वायु प्रवाह, निम्नांकित तीन कोशिकाओं द्वारा व्यक्त किया जा सकता है। ये प्रवाह पूरातः रेखाशिक (Meridional) हैं।

(i) ABEFA

(ii) GHEFG

(iii) GHCDG

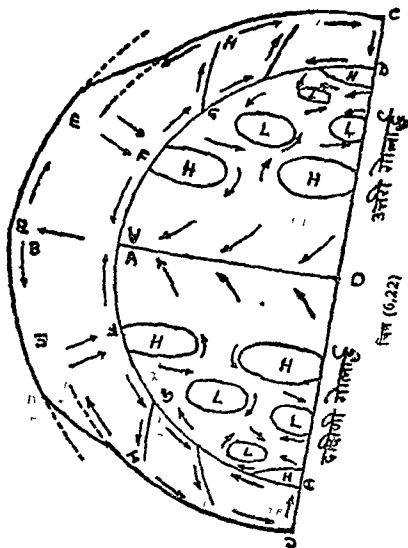
स्पष्ट है कि कोशिकाएँ (i) और (ii) का प्रवाह एक ही दिशा में है तथा बीच की कोशिका (iii) का प्रवाह इनके ठीक विपरीत होगा। इसे क्रमशः हैडली तथा विपरीत हैडली कोशिकाएँ भी कहा जाता है।

पृथ्वी के घूर्णन के कारण यह रेखाशिक प्रवाह विकोपित हो जाता है, उत्तरी गोलार्ध दायी ओर तथा दक्षिणी गोलार्ध में बायी ओर। इस विकोप के कारण ही प्रवाह में मण्डलीय (Zonal) अवयव विकसित होता है। शनैः शनैः भूमि तथा उच्च स्तर पर सम्पूर्ण प्रवाह मूलतः मंडलीय अर्थात् पूर्वी या पश्चिमी हो जाना चाहिए।

किंतु पूरातः मण्डलीय प्रवाह पृथ्वी के तापमान सन्तुलन को विधुब्ध कर देगा, क्योंकि रेखाशिक अवयव की अनुपस्थिति में विषुवत् रेखीय तापमान उच्च अक्षांशों की ओर नहीं ले जाया जा सकेगा। अतः यह आवश्यक है कि हर अक्षांशों में उत्तरी दक्षिणी अवयव युक्त हवा बहे।

यह अवयव चक्रवातों तथा प्रतिचक्रवातों स्थायिवत् दाब प्रणालियों द्वारा विकसित होता है।

इन परिस्थितियों से उत्पन्न परिणामी सामान्य वायु प्रवाह चित्र (6.22) में दिखाया गया है।



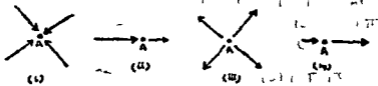
भूमितल पर सामान्य प्रवाह का विवरण धारा 6 60 तथा चित्र (6 23) में स्पष्ट किया गया है।



चित्र (6 23)

6 80 अभिसरण और अपसरण (Convergence and Divergence)

क्षैतिज प्रवाह में किसी स्थान विशेष पर वायु का संचयन (Accumulation) हो सकता है। जैसे स्थान A पर—कई दिशाओं से वायु केंद्रित हो सकती है—चित्र (6 24)



चित्र (6 24)

स्थिति (i) अथवा A पर पहुँचने वाली हवा की गति, A से बाहर जाने वाली हवा की गति से अधिक हो सकती है स्थिति (ii)। इन दिशाओं में बिंदु A पर अभिसरण हो रहा है।

किंतु स्थितियाँ (iii) और (iv) इसके विपरीत हैं। यहाँ स्थान A से वायुगति अपसरित हो रही है। इस स्थिति को अपसरण कहते हैं।

हवा के क्षैतिज संचयन से उच्चधाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं, जिससे अतिरिक्त वायु-राशि ऊपर की ओर अभिवहित होने लगती है। अपसरण की स्थिति में वायु का अक्षतलन होता है और यही अक्षतलित वायु राशि बाहर की ओर होने वाले क्षैतिज अपसरण को सतुलित करती है।

अभिसरण का वास्तविक उदाहरण सागर समीर द्वारा दिया जा सकता है। जब यह समीर धल भाग में प्रवेश करता है, तो घषण के कारण इसकी गति बहुत कम हो जाती है। फलतः तट के भास-वास, हवा का अभिसरण स्वाभाविक है।

चक्रवाती प्रवाह में घषण के कारण हवाएँ समदाब रेखाओं को काटते हुए केंद्र की ओर अभिसरित होती हैं। प्रति चक्रवाती प्रवाह में केंद्र से बाहर की ओर हवाओं का अपसरण होता है।

6 81 क्षैतिज अपसरण का माप

X - अक्ष पर दो बिंदु A और B लीजिए, जहाँ वायु-गति घनात्मक दिशा में क्रमशः u तथा $u + du$ है।

$$AB \text{ के मध्य बिंदु } O \text{ पर अपसरण का } X - \text{ अक्षवग } = \frac{du}{dx},$$

जहाँ $AB = dx$ ।

इसी प्रकार Y - अक्ष के बिंदुओं C और D पर यदि घनात्मक दिशा की ओर वायु गति v और $v + dv$ हो, तो

$$\text{बिंदु } O \text{ पर अपसरण का } Y - \text{ अक्षवग } = \frac{dv}{dy},$$

जहाँ $CD = dy$ और O, CD का मध्य बिंदु है।

अतः बिंदु O पर कुल क्षैतिज अपसरण

$$D = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy}$$

6 82 अभिसरण (C) अपसरण के

ठीक उल्टा ((reverse) होता है।

$$C = -D$$

6 83 अभिसरण (C) ऊर्ध्व दशा में वायु वेग उत्पन्न कर देता है और उर्ध्व अपसरण द्वारा संतुलित होता है।

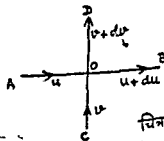
$$C = \text{उर्ध्व अपसरण} = \frac{dw}{dz}$$

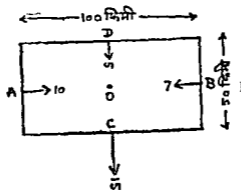
जहाँ w ऊपर की ओर ऊर्ध्व वायु वेग है।

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} = -\frac{dw}{dz}$$

$$\text{या } \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = 0$$

6 84 उदाहरण—निम्नलिखित चित्र से बिंदु O पर क्षैतिज अपसरण की मात्रा ज्ञात कीजिए। वायु गति की इकाईयों किमी/घण्टा में दी गयी हैं।





चित्र (6'26)

हल— $du = B$ पर गति—A पर गति

$$= (-7) - (10) = -17$$

और $dx = 100$ किमी।

$$\frac{du}{dx} = -\frac{17}{100} \text{ प्रति घण्टा}$$

$$= -\frac{17}{100 \times 3600} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$= -4.7 \times 10^{-5} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$dv = D$ पर वायुगति—C पर वायुगति

$$= (-5) - (-15) = 10$$

और $dy = 50$

$$\frac{dv}{dy} = \frac{10}{50 \times 3600} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$= 5.6 \times 10^{-5} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$D = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} = 0.9 \times 10^{-5} / \text{सेकण्ड}$$

6.85 अमिलता (Vorticity):

$$\text{व्यंजक } \eta = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$$

अमिलता कहलाती है। यह वह गुणक है जो किसी स्थान पर वायु प्रवाह की चक्रवाती प्रवृत्ति का माप बतलाती है। हवा पूरात चक्रवाती न होने पर भी आंशिक रूप से घूर्णन-भवयव रख सकती है। η का घनात्मक मान चक्रवार्ती तथा ऋणात्मक मान प्रतिचक्रवाती घूर्णन की ओर संकेत करता है। उपयुक्त उदाहरण में,

चक्रवाती प्रवाह में घर्षण के कारण हवाएँ समदाब रेखाओं को काटते हुए केंद्र की ओर अभिसरित होती हैं। प्रति चक्रवाती प्रवाह में केंद्र से बाहर की ओर हवाओं का अपसरण होता है।

6 81 क्षैतिज अपसरण का माप

X - अक्ष पर दो बिंदु A और B लीजिए, जहाँ वायु-गति घनात्मक दिशा में क्रमशः u तथा $u + du$ है।

$$AB \text{ के मध्य बिंदु } O \text{ पर अपसरण का } X - \text{अवयव} = \frac{du}{dx},$$

जहाँ $AB = dx$ ।

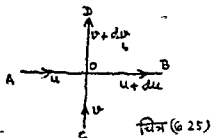
इसी प्रकार Y - अक्ष के बिंदुओं C और D पर यदि घनात्मक दिशा की ओर वायु गति v और $v + dv$ हो, तो

$$\text{बिंदु } O \text{ पर अपसरण का } Y - \text{अवयव} = \frac{dv}{dy},$$

जहाँ $CD = dy$ और O, CD का मध्य बिंदु है।

अतः बिंदु O पर कुल क्षैतिज अपसरण

$$D = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy}$$



6 82 अभिसरण (C) अपसरण के ठीक उल्टा ((reverse) होता है।

$$C = -D$$

6 83 अभिसरण (C) ऊर्ध्व दिशा में वायु वेग उत्पन्न कर देता है और उर्ध्वाधर अपसरण द्वारा संतुलित होता है।

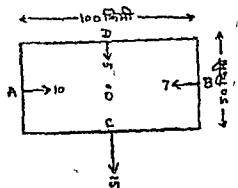
$$C = \text{उर्ध्वाधर अपसरण} = \frac{dw}{dz}$$

जहाँ w ऊपर की ओर ऊर्ध्वाधर वायु वेग है।

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} = -\frac{dw}{dz}$$

$$\text{या } \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = 0$$

6 84 उदाहरण—निम्नलिखित चित्र से बिंदु O पर क्षैतिज अपसरण की मात्रा ज्ञात कीजिए। वायु गति की इकाईयाँ किमी/घण्टा में दी गयी हैं।



चित्र (6.26)

हल— $du = B$ पर गति—A पर गति
 $= (-7) - (10) = -17$

और $dx = 100$ किमी ।

$$\frac{du}{dx} = -\frac{17}{100} \text{ प्रति घण्टा}$$

$$= -\frac{17}{100 \times 3600} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$= -4.7 \times 10^{-5} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$dv = D$ पर वायुगति—C पर वायुगति
 $= (-5) - (-15) = 10$

और $dy = 50$

$$\frac{dv}{dy} = \frac{10}{50 \times 3600} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$= 5.6 \times 10^{-5} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$D = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} = 0.9 \times 10^{-5} / \text{सेकण्ड}$$

6.85 घूमिलता (Vorticity):

$$\text{व्यंजक } q = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$$

घूमिलता कहलाती है। यह वह गुणक है, जो किसी स्थान पर वायु प्रवाह की चक्रवाती प्रवृत्ति का माप बतलाती है। हवा प्रवाह चक्रवाती न होने पर भी आंशिक रूप से घूर्णन-अवयव रख सकती है। q का घनात्मक मान चक्रवाती तथा ऋणात्मक मान प्रतिचक्रवाती घूर्णन की ओर संकेत करता है। उपयुक्त उदाहरण में,

$$\frac{dv}{dx} = \frac{10}{100 \times 3600} = 2.8 \times 10^{-5} \text{ /सेकण्ड}$$

$$\text{तथा } \frac{du}{dy} = \frac{17}{50 \times 3600} = -9.4 \times 10^{-5} \text{ /सेकण्ड}$$

$$q = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} = 12.3 \times 10^{-5} \text{ /सेकण्ड}$$

6.86 ऊर्ध्वाधर वायु गति (Vertical motion of air)

उपयुक्त विवरणों से स्पष्ट है कि किस प्रकार अभिसरण आरोही प्रवाह तथा अपसरण अवतलन प्रवाह को जन्म देता है। यह क्रिया पृथ्वी तल के भलावा ऊँच वायु मण्डल के किसी भी स्तर पर सम्भव है।

वायुमण्डल में ऊँच प्रवाह छोटे तथा क्षणिक विक्षोभों से लेकर कई दिनों तक स्थायी रहने वाले नियमित आरोही या अवतलन प्रवाह तक होता है। ये नियमित प्रवाह साधारणतः दाब प्रणालियों के अधीन हुआ करते हैं। निम्नदाब क्षेत्र आरोही तथा उच्च दाब क्षेत्र अवतलन प्रवाह से सम्बन्धित होते हैं।

ऊँच गति, क्षैतिज हवा की तुलना में बहुत क्षीण होती है। अतः सामान्य प्रवाह पर विचार करते समय इसे नगण्य कर दिया जाता है। साधारणतः ऊँच गति कुछ सेन्टीमीटर प्रति सेकण्ड के क्रम की पायी जाती है किन्तु गभीर अवदाबों या चक्रवातों में आरोही प्रवाह कुछ मीटर प्रति सेकण्ड तक पहुँच जाता है, जो क्षैतिज वायु प्रवाह के ही क्रम का होता है।

भौतिक मान में कम होते हुए भी ऊँच गति का महत्त्व इसलिए बहुत अधिक है कि इसी के कारण मौसमी घटनाएँ उत्पन्न होती हैं। आरोही गति के कारण ही वायुराशि का अतलन तथा सघनन हो पाता है, जो बादल और फिर वर्षा में परिवर्तित होता है। अवतलन प्रवाह उच्चोष्ण उत्पन्न के कारण बादलों को क्षीण करने तथा साफ मौसम उत्पन्न करने की प्रवृत्ति रखता है।

ऊर्ध्वाधर गति जनित करने के कारण निम्नांकित हैं—

- (1) ताप किरणों द्वारा वायुमण्डल का उत्पन्न या अतलन गम होने से आरोही धाराएँ तथा ठंडा होने का अवतलन प्रवाह उत्पन्न हो जाता है।
- (2) उच्चोष्ण अवस्था में तापमान या घाटता का अभिवहन घाट हवा सृष्टि हवा में हल्की होती है। अतः वायुमण्डल में यदि घाटता बढ़ाई जाए तो वह स्वतः ऊपर उठने लगेगी और ऊँच-प्रवाह उत्पन्न हो जाएगा।
- (3) अमिलता अभिवहन (Vorticity advection)

अमिलता अभिवहन का तात्पर्य अभिसरण तथा अपसरण की वृद्धि से है। चक्रवाती प्रवाह में केन्द्र पर अभिसरण बढ़ने लगता है। फलस्वरूप आरोही प्रवाह आरम्भ हो जाता है। इसके विपरीत प्रतिचक्रवाती प्रवाह में केन्द्र से हवा का अभिवहन बाहर की ओर होता है, जिसके परिणामस्वरूप केन्द्र पर अपसरण की वृद्धि हो जायेगी, इसे संतुलित करने के लिए अवतलन प्रवाह स्थापित हो जाता है।

(4) घपण प्रभाव

पहले ही स्पष्ट किया जा चुका है कि भूमितल के घपण से विद्युच्च प्रवाह उत्पन्न हो जाता है। यह विभोम सूक्ष्म पैमाने से लेकर पर्याप्त ऊँचाई तक नियमित ऊर्ध्व धारा तक हो सकता है। इसकी तीव्रता, रूपावट की प्रकृति तथा भाकार पर निर्भर करती है।

(5) पवतीय ढाल

पर्वतीय ढाल चढ़ने वाली भारोही हवा भी ऊर्ध्वाधर प्रवाह का अणयव रखती है। पवत तरंगों नियमित ऊर्ध्वाधर गति उत्पन्न करने की क्षमता रखती है।

687 ऊर्ध्वाधर गति (w) की गणना करने की सबसे सरल विधि समीकरण

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = 0 \text{ है।}$$

इसके अनुसार,

$$\frac{dw}{dz} = - \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} \right) = -D \text{ (क्षैतिज अपसरण)}$$

$$dw = D dz \quad (1)$$

इस समीकरण के दाएँ पक्ष को क्रमबद्ध रूप से (step wise) समाकलित करने से w का मान पात किया जा सकता है। किंतु यह विधि केवल उही गतियों की गणना कर सकेगी, जो अपसरण के कारण उत्पन्न हुई हैं।

688 तापमान परिवर्तन में उत्पन्न w की गणना निम्नावित सूत्र से ज्ञात की जा सकती है। यह सूत्र एडोल्फ दशात्रो के ऊष्मा गतिकी के प्रथम नियम द्वारा प्राप्त किया गया है।

$$w = \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}}{\gamma - \gamma d}$$

जहाँ $\frac{\partial T}{\partial t}$ = तापमान परिवर्तन की स्थानीय दर,

$\frac{\partial T}{\partial x}$ और $\frac{\partial T}{\partial y}$ = क्रमशः X और Y - दिशाओं में तापमान परिवर्तन की दर,

u, v = क्रमशः X और Y - दिशाओं में हवा का अणयव

γ = वायुमण्डलीय ह्रास दर, और

$$\gamma d = D A L R$$

689 छहद पैमाने पर ऊर्ध्वाधर गति की गणना करना एक दुरूह कार्य है, जिसमें उपयुक्त सभी कारकों के गणितीय समीकरणों का समावेश करना पड़ता है। मौसम वैज्ञानिक उपयुक्त समीकरण तैयार करने तथा आधुनिकतम कम्प्यूटर की सहायता से उसे हल निकालने में सफल हैं।

690 जेट-धाराएँ (Jet Streams)

जब द्वितीय महायुद्ध में अमेरिका के B-29 बमबर्क के एक पायलेट ने पहली बार जापान के ऊपर 6 से 9 किमी ऊँचाई के बीच 200 'नाट' की वायुगति रिपोर्ट की, तो मौसम विशेषज्ञों को इसका विश्वास करना कठिन हो गया। किन्तु अब प्रचुर मात्रा में उच्चतर वायु प्रेक्षाओं के आधार पर यह स्पष्ट हो गया है कि उत्तरी गोलार्ध के 30-35 तथा 50 अंश अक्षांशों के लगभग पूरे वृत्त पर सकीण बड़ में अत्यधिक तीव्र हवाएँ स्थायित्व रूप से उच्चतर क्षोभ मण्डल में बहती रहती हैं।

उत्तरी गोलार्ध के उन अक्षांशों में, जहाँ उच्चतर वायुमण्डल में पृथ्वी हवाएँ प्रमुख रहती हैं, क्षोभ सीमा के कुछ नीचे तीव्र हवाएँ पश्चिम से पूर्व की ओर बहती हैं। कुछ अक्षांशों पर ये हवाएँ सकीण नलिका की भाँति तंग धाराओं के रूप में, अपेक्षाकृत और तीव्र (60 नाट से अधिक) गति से बहती हैं। मौसम चाट पर इन धाराओं के बीच से एक ऐसा अर्द्ध क्षैतिज अक्ष खींचा जा सकता है, जिस पर धाराएँ केन्द्रित होती हुई मान ली जाएँ। इन्हें जेट धाराएँ कहा जाता है। सकीणता के कारण ही इन धाराओं में उर्ध्व और पार्श्व वायु अक्षरूपण (Shear) बहुत तीव्र होता है। शीत ऋतु में जेट धाराओं की तीव्रता तथा विस्तार, दोनों ही अधिक हो जाते हैं।

साधारणतः जेट धाराएँ 200 मिलीबार (11-12 किमी) ऊँचाई-स्तर पर पायी जाती हैं। ये धाराएँ सामान्य रूप से कुछ हजार किमी लम्बी, कुछ सौ किमी चौड़ी तथा कुछ किमी गहरी होती हैं। हवा का उर्ध्व अक्षरूपण 5-10 मीटर/सकण्ड प्रति किमी तथा पार्श्व अक्षरूपण, 5 मीटर/सकण्ड प्रति 100 किमी पाया गया है। जेट धाराओं में वायु की केन्द्रीय गति 100 नाट के क्रम की होती है, जो यदा कदा 200 नाट तक भी पहुँच जाती है।

जेट धाराएँ प्रमुख रूप से ताप हवाओं के कारण ही जनित होती हैं और इनकी तीव्रता वायुमण्डल के तापमान विपर्यास (Temperature Contrast) के समानुपाती होती है। निम्न क्षोभ मण्डल में तापमान विपुल रेखा से ध्रुवों की ओर तीव्रता से घटता है। तापमान का अधिकतम विपर्यास 35 अंश उत्तरी अक्षांश के आस पास पाया जाता है—जो तीव्रतम जेट धाराओं का क्षेत्र है। वातावरण अक्षरूपण में भी पर्याप्त ऊँचाई तक तीव्र तापमान विपर्यास जनित होता है। यही कारण है कि इस प्रकार के अक्षरूपण के क्षेत्र, ध्रुवीय वातावरण क्षेत्रों (50-60 उ) में भी जेट धाराएँ स्थायित्व रूप में पायी जाती हैं।

691 प्रमुख विशेषताएँ

(1) कोर (core) के पास, धाराओं की गति 60 से 200 'नाट' तक पायी जाती है। 60 नाट की राशि एक स्वेच्छ मान है, जिसे जेट धाराओं की निम्नतम सीमा के लिए निर्धारित कर दिया है।

(2) जेट अक्ष से दूर ओर वायु-गति तेजी से घटती जाती है। ध्रुवों की ओर 100 नाट प्रति 160 किमी तथा विपुल रेखा की ओर 100 नाट प्रति 500 किमी की दर से गति का ह्रास होता है।

(3) जेट धाराएँ प्रायः तीव्र तापमान विपर्यास से सम्बंधित होती हैं। यह विपर्यास

प्रायः मध्य अक्षांशों में पछुवाँ क्षेत्र के उन वातावरणों में पाया जाता है, जो लगभग पूरे अक्षांशीय वृत्त पर व्याप्त होते हैं।

(4) सामान्यतः जेट धाराएँ पश्चिम से पूर्व की ओर बहती हैं, किन्तु कहीं-कहीं धाराओं का आयाम पर्याप्त बढ़ जाने के कारण रेखांशिक (meridional) अक्षयव उत्पन्न हो जाता है।

(5) तीव्र वायु अक्षयव के कारण कहीं-कहीं जेट धाराओं के नीचे पर्याप्त उच्छलन (Bumping) से युक्त विक्षुब्ध तरंगें पायी जाती हैं, जो विमानों के लिए घतरनाक स्थिति उत्पन्न कर सकती हैं। इस उच्छलन को स्वच्छ वायु विक्षोभ (Clear Air Turbulence या CAT) कहते हैं।

6.92 जेट धाराओं के प्रकार

जेट धाराओं के दो प्रमुख और स्थायित्व क्षेत्र हैं, जिनके आधार पर उन्हे निम्नांकित दो प्रकारों में बाँट दिया गया है। जेट धाराएँ सर्दिया में अधिक तीव्र और संगठित होती हैं।

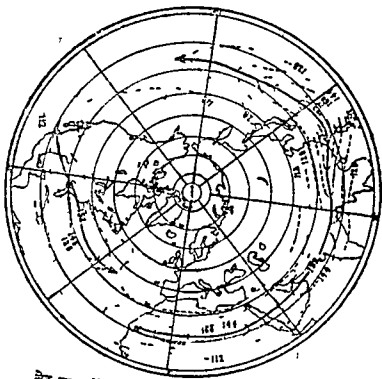
(1) ध्रुवीय शीत जेट धारा (Polar front jet stream)

ये जेट धाराएँ ध्रुवीय शीत क्षेत्रों (40 से 60 अक्षांश) में बहती हैं, इनकी स्थिति और तीव्रता परिवर्तनशील रहती है। तीव्रता साधारणतः 125 से 150 नाट के क्रम की पायी जाती है। यदाकदा वायु गति 200 नाट तक भी पहुँच जाती है।

(2) उप उष्ण कटिबंधीय जेट धारा (Sub tropical jet stream)

दोनों ही गोलार्धों में 25 से 35 अक्षांश के बीच बहने वाली 200 मिलीबार के मासपास 100 नाट के क्रम की तीव्र हवाएँ उप उष्ण कटिबंधीय जेट धाराएँ कहलाती हैं। सर्दियों में ये तीव्रतर हो जाती हैं और निम्न अक्षांशों की ओर खिंच जाती हैं तथा 25 अक्षांश की मध्य स्थिति ग्रहण करती हैं। गर्मियों में जेट धाराएँ उत्तर की ओर स्थानांतरित होकर 35° अक्षांश पर स्थापित हो जाती हैं।

इन जेट धाराओं की औसत भौगोलिक स्थिति जनवरी और जुलाई में क्रमशः चित्र 6.27 और 6.28 में प्रदर्शित की गयी है।



नेट धाराओं का भौगोलिक घाटन-जनवरी,
वायुगति की इकाई-किमी/घण्टा ।
चित्र (6 27)



6.93 भारत में जेट धाराएँ

अक्टूबर से मई तक उप-उष्ण कटिबंधीय जेट धारा उत्तरी भारत के क्षेत्रों से होकर गुजरती है। इसकी औसत स्थिति लगभग 27.5° उत्तरी अक्षांश में मानी जा सकती है। औसत वायुगति पूर्व मानसून काल (मार्च-मई) तथा उत्तरी मानसून काल (अक्टूबर-नवम्बर) में कम रहती है, 60 नाट के लगभग, जो सदियों में बढ़ कर 100 नाट के आसपास पहुँच जाती है।

ग्रीष्म मानसून के अभ्युदय के साथ जेट धारा उच्च अक्षांशों की ओर स्थानान्तरित होकर भारतीय क्षेत्र के बाहर चली जाती है। ग्रीष्म मानसून समाप्त होने के तत्काल बाद ही पुनः स्थापित हो जाती है। फरवरी में इसकी स्थिति सबसे नीचे, अर्थात् 25° उ० अक्षांश तक आ जाती है जबकि भारत में जेट धारा तीव्रतम होती है।

मानसून काल में 15° उ० अक्षांश के वृत्त के आसपास उत्तरी पूर्वी एशिया से अफ्रीका तक उच्चतर क्षोभ मण्डल में तीव्र पूर्वी हवाओं का अभ्युदय होता है, जो ऊँचाई के साथ बढ़ती जाती है। फलतः 13 से 15 किमी ऊँचाई पर इन अक्षांशों के आसपास पूर्वी जेट धाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं।

इसका कारण संभवतः यह है कि मई से जुलाई या सितम्बर तक सूर्य के स्थानान्तरण के कारण, निम्न क्षोभ मण्डल का सर्वाधिक उष्ण क्षेत्र विषुव रेखा पर न होकर, एशिया और अफ्रीका के उप-उष्ण कटिबंधीय महाद्वीपीय भागों पर स्थापित हो जाता है। फलतः ताप-अंतर्य हवाएँ उत्क्रमित (reversed) होकर पश्चिम से पूर्व की ओर बहने लगती हैं जिससे इन क्षेत्रों में पश्चिमी मानसून हवाएँ ऊँचाई के साथ घटने तथा पूर्वी हवाएँ ऊँचाई के साथ बढ़ने लगती हैं।

भारतीय प्रायद्वीप पर पूर्वी जेट धाराएँ अनुवृत्त परिस्थितियों में $19-20^\circ$ उ० अक्षांश तक आ जाती हैं जबकि उनके अक्ष की गति लगभग 100 नाट तक पहुँच जाती है। साधारणतः पूर्वी जेट धारा 60 नाट के क्रम की पायी जाती है।

दक्षिणी-पश्चिमी मानसून की तीव्रता तथा मानसून के अवनयन के प्रभाव में पूर्वी जेट अत्यधिक परिवर्तनशील रहती है और मानसून क्षीण होते ही समाप्त हो जाती है।

मौसम प्रेक्षण और यन्त्र

(Weather Observations and Instruments)

7 10 मौसम प्रेक्षणों की आवश्यकता अनेक उद्देश्यों के लिए होती है। ये उद्देश्य सामान्यतः दो विभिन्न वर्गों में बाँट जा सकते हैं।

(1) समकालीन उद्देश्य—जिसमें प्रेक्षण, मौसम पूर्वानुमान और चेतावनियाँ तैयार करने के लिए प्रयुक्त होते हैं।

(2) जलवायु सम्बन्धी उद्देश्य—जिसमें प्रेक्षण, मौसमीकरण द्वारा जलवायु निर्धारण तथा शोध कार्यों के लिए प्रयुक्त होते हैं।

समकालीन उद्देश्य में लिए गए प्रेक्षणों को सुरक्षित रखना अनिवार्य है क्योंकि बाद में ये जलवायु सम्बन्धी अनुप्रयोगों के काम आते हैं। इसके अतिरिक्त विशेष जलवायुविक अध्ययन, जैसे कृषि, औद्योगिक विज्ञान, जल विधान आदि के लिए आवश्यकतानुसार विशेष मौसम प्रेक्षण भी लिए जाते हैं। इन उद्देश्यों की पूर्ति के लिए सशर भर में समकालीन और जलवायुविक वेधशालाओं (स्टाण्डरडवेटररीज) का जाल बिछा हुआ है।

वस्तुतः समकालीन और जलवायुविक उद्देश्यों के लिए गए प्रेक्षणों की क्रिया विधि में कोई आधारभूत अन्तर नहीं है। समकालीन उद्देश्य के लिए कुछ निर्धारित मौसम तत्वों के प्रेक्षणों की बहुलता से आवश्यकता होती है, जिन्हें मौसम वेदों तक प्रति शोध पहुँचाने के लिए तीव्र संचार व्यवस्था अनिवार्य है।

7.11 वेधशालाओं का जाल (Net work of Observatory)

मौसम उत्पन्न करने वाली दाब प्रणालियाँ गण्ट्रो की राजनैतिक सीमाओं की मुहताज नहीं होती। ये प्रणालियाँ अपने उद्गम से दूर अनेक देशों में पहुँचकर मौसम उत्पन्न किया करती हैं। इनकी स्थिति एवं गति की सही जानकारी के लिए यह आवश्यक है कि भूतल पर वेधशालाओं का व्यवस्थित जाल बिछा हो। इसने लिए अंतर्राष्ट्रीय सहयोग अनिवार्य है।

संसार के लगभग सभी देश विश्व मौसम वैज्ञानिक संगठन (World Meteorological Organisation) के सहयोग से काफी सीमा तक वेधशालाओं का जाल बिछा चुके हैं। दुग्म श्रेणियों में यह संगठन वेधशालाओं की स्थापना का कार्यभार स्वयं सम्भालता है। यही संगठन विश्व भर में प्रेक्षणों और प्रेक्षण-यन्त्रों का मानकीकरण करता है, ताकि समन्वय

की दृष्टि से प्रेक्षण सर्वत्र सुसमाप्त हो सके। 00 जी एम टी (0530 भारतीय मानक समय) से प्रारम्भ होकर हर तीन घण्टे बाद की घड़ी प्रेक्षण लेने के लिए नियत की गई है, जो समकालीन घड़ी (Synoptic Hour) कहलाती है। इन 8 समकालीन घड़ियों में 00, 06, 12 और 18 जी० एम० टी० का समय मुख्य समकालीन घड़ी कहलाता है। भारत में सरकारी मौसम सेवा सन् 1875 में प्रारम्भ हुई थी। तब से वेधशाखाओं के जाल में निरन्तर वृद्धि होती गई। इस समय पूरे देश में घरातलीय प्रेक्षण (Surface observation) के लिए लगभग 500 वेधशाखाएँ तथा उच्चतर वायुमण्डलीय प्रेक्षण के लिए लगभग 60 पायसट बंजन केन्द्र एवं 19 रेडियो सारे केन्द्र हैं।

इनके प्रतिरिक्त राज्य और केन्द्र सरकारों के अधीन हजारों वर्षा मापी केन्द्र हैं, जो केवल वर्षा के प्रेक्षण लेते हैं।

7 12 एक पूरा समकालीन वेधशाखा, यन्त्रादीन परिधि में निम्नांकित प्रेक्षण रिखाट करनी है।

पवन की दिशा और आस

जिस दिशा से हवा आ रही हो वह पवन की दिशा मानी जाती है और यह दिशा पवन दशान (Wind-vane) द्वारा मापी जाती है। हवा की गति पवन वेग मापी (एनीमो-मीटर) या एनीमोग्राफ द्वारा ज्ञात की जाती है। मौसम विज्ञान में पवन गति की इकाई साधारणतः नाट (knot) ही जाती है। एक 'नाट' लगभग 2 किमी प्रति घण्टा के बराबर होता है।

वायुदाब

यह वायुदाब मापी द्वारा मिलीबार की इकाइयों में व्यक्त किया जाता है। दाब के मतत और स्वचालित माप के लिए बैरोग्राफ प्रयुक्त किया जाता है।

तापमान और आद्रता

भूमि से लगभग 4 फुट ऊपर की हवा का तापमान और आद्रता स्टीवेंसन स्क्रीन में रखे गए तापमापियों से नापे जाते हैं। इसके तापमान का माप साधारणतः सेन्टीग्रेड (सल्सियस) में लिया जाता है। तापमान और आद्रता के मतत तथा स्वचालित प्रेक्षणों के लिए थर्मो ग्राफ और हाइग्रोग्राफ नामक उपकरण प्रयोग में लाये जाते हैं।

वर्षा

साधारण वर्षा मापी और स्वालेष्बी (self recording) वर्षा मापी द्वारा मिली मीटर की इकाई में वर्षा का माप लिया जाता है।

उपयुक्त यन्त्रों के प्रतिरिक्त बिना उपकरण के आकलन (estimation) द्वारा कुछ प्रेक्षण लिए जाते हैं, जैसे श्यता, मेघाच्छन्नता की मात्रा और प्रकार तथा वर्तमान और पिछली मौसम व्यवस्था। इनका विवरण अनुच्छेद 7 20 में दिया गया है।

7 20 दृश्यता

यह वह क्षैतिज दूरी है जहाँ तक प्रेक्षण के समय वस्तु स्पष्ट देखी और पहचानी जा सके। इसका अनुमान मीटर या किलोमीटर की इकाइयों में लगाया जाता है। आकलन

की सहायता के लिये निम्नित दूरियों पर पूव निर्धारित भू-चिह्नो, जैसे मीनार, पहाडिमो विशिष्ट इमारतो को देखा जाता है, भू-चिह्नो के चयन में यह सावधानी रखनी चाहिये कि वे वातावरण के पाश्व मे स्पष्ट पहचाने जा सकें। चिह्न हर दिशाओ में होने चाहिये। दृश्यता का भान बहुत कुछ मौसम अवस्थाओ परनिभर करता है। गहर कुहरे मे दृश्यता 50 मीटर से भी नीचे गिर जाती है। मृदु कुहरे मे भी दृश्यता 1 किमी से कम हो जाती है। बुहासे मे दृश्यता 1 से 2 तथा हेज मे 2 से 4 किमी के बीच रहती है। भारी वर्षा में भी दृश्यता सामान्यत 4 किमी से घट जाती है। हल्की वर्षा का दृश्यता पर प्राय कोई प्रभाव नहीं पडता।

रात्रि में दृश्यता का आकलन अपेक्षाकृत क्लिष्ट है और केवल उही वेधशालाओ मे इसका प्रेक्षण लिया जा सकता है जहाँ ज्ञात कैंडिल पावर के प्रकाश मन्त्रमो का भू-चिह्नो के स्थान पर व्यवस्था हो। दृश्यता की यात्रिक माप के लिये कुछ उपकरण भी अब तैयार कर दिये गये हैं जैसे दृश्यतामापी, स्कोपोग्राफ और ट्रान्समिसोमीटर।

7.21 मेघ प्रेक्षण

सम्पूर्ण मेघ प्रेक्षण 4 भागो मे विभक्त है

- (1) मेघ की मात्रा का आकलन
- (2) मेघ प्रकार की पहचान
- (3) मेघ के आधार तल की ऊँचाई या आकलन या यात्रिक माप
- (4) मेघ की गति और दिशा की माप

साधारणत ममकालीन प्रेक्षणा मे पहले तीन भाग ही सम्मिलित करते हैं।

मेघाच्छन्नता की मात्रा अष्टमाशो (Oktas) मे नापी जाती है। पूरे दृश्य आकाश का आठवाँ हिस्सा एक अष्टमाश कहलाता है। यदि आधा आकाश मेघाच्छन्न है तो मेघ की मात्रा चार अष्टमाश होगी और यदि आकाश पूरात मेघाच्छन्न है तो मेघ की मात्रा आठ अष्टमाश होगी। यह माप प्रेक्षक के वाक्षप आकलन (Visual estimation) पर निभर करता है।

प्रेक्षण मे मेघ प्रकार की पहचान भी अर्कित करनी पडती है। अर्ध्याम 5 म विभिन्न मेघ प्रकारों की विशिष्टताएँ सक्षिप्त रूप मे बतलाई गई हैं। प्राय आकाश में एक साथ एक मे अधिक प्रकार के मेघ, तह-दर-तह छाये रहते हैं। इनकी पहचान प्रेक्षका की अपनी बुद्धिमत्ता और अनुभव के आधार पर ही करनी पडती है।

पशाम, बषामी तथा स्तरी रूप के मेघों (जिनका विवरण अर्ध्याम 5 म किया जा चुका है) के अनावा भी अनेक प्रकार के मेघो का वगन मेघ एतलस म किया गया है, जो कुछ विशेषताओं के कारण मुख्य प्रकारो से आग किए गए हैं। इन मेघो के सेंटिन नाम दिए गए हैं। उन सत्रका विवरण प्रस्तुत पुस्तक के दोष से बाहर है। इनम से कुछ मुख्य मेघ ये हैं।

(1) पषतीम या मे-डीकुत्तर मेघ—इनका विवरण अर्ध्याम 6 म दिया जा चुका है। ये Cc, Ac तथा Sc प्रकार के तीदण विनागे वात्र मेघ हैं, जो प्राय तैरा मे अनुसरण काट की भांति दिखाई देने हैं।

(2) इन्स्टेलेटम—ये मेघ प्रायः गर्मियों में दृष्टिगोचर होते हैं तथा बगुरी या इनेलटेड जैसी भावृत्ति रखते हैं।

(3) मेम्बेटस—कभी-कभी कोई मेघ-तह कहीं से पूल कर पाउच या स्तन की तरह दिखाई देने लगती है। इस मेम्बेटस-मेघ कहते हैं।

7 22 मेघ के आघार तल की ऊँचाई मापने या माकतित करने की अनेक विधियाँ हैं जिनमें कुछ निम्नांकित हैं

(1) सीलिंग-मेसून—यह दिन में निचले मेघ के आघार तल की ऊँचाई (H) मात करने की मानक विधि है। हाइड्रोजन भरा एक छोटा रबर का गुबारा छोड़ा जाना है तथा मेघ में गुब्बारे के विलीन होने का समय (T), विराम घड़ी से नोट कर लिया जाता है। हाइड्रोजन की माथा के आघार पर गुब्बारे की आरोहण गति (V) पूर्व निर्धारित होती है। स्पष्टतः $H = VT$

भारतीय वेधशालाओं में सामान्यतः 15 ग्राम के गुब्बारे प्रयुक्त किए जाते हैं, जिनमें V का मान लगभग 10 किमी/घण्टा के बराबर होता है।

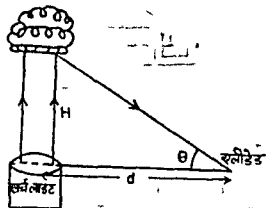
यह विधि निम्न मेघों के लिए बहुत उपयोगी है। ऊँचे मेघों के लिए इसका उपयोग इसलिए उचित नहीं है कि उच्चस्तरीय हवाएँ गुब्बारे को ऊर्ध्वार भाग से बहुत विक्षेपित कर सकती हैं।

गुब्बारे के साथ सालटेन या मोमवत्ती सजग्न करके यह विधि रात्रि में भी प्रयुक्त हो सकती है। इस स्थिति में गुब्बारे की आरोहण दर मात करने में सालटेन का भार भी सम्मिलित करना होगा।

(2) सचलाइट और एलीडेड—सचलाइट स मेघ के आघार-तल पर प्रकाश पुंज उर्ध्वपर दिशा में फैकते हैं और सचलाइट से ज्ञात दूरी (d) पर रमे गए एक यत्र द्वारा प्रकाशित मेघ तल का उन्नतांश (θ) पढ लेते हैं। इस यत्र का नाम एलीडेड है। सच लाइट और एलीडेड साधारणतः एक ही तल पर लगभग 300 मीटर की दूरी पर रमे जाते हैं।

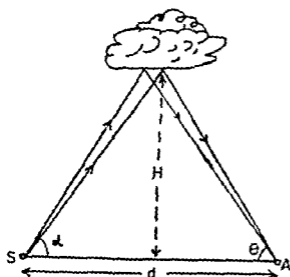
आघार की ऊँचाई,

$$H = d \tan \theta$$



चित्र (7 1)

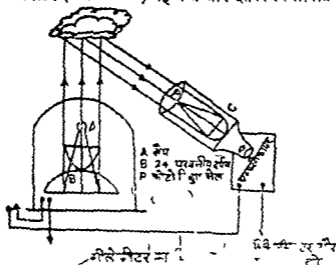
यदि बादल सिराके ठीक ऊपर नहीं है, तो प्रकाश पुंज किसी कोण α पर प्रक्षेपित करना पड़ेगा। इस स्थिति में जैसा कि चित्र (7 2) से स्पष्ट है,



$$H = \frac{d}{\cot \alpha + \cot \theta}$$

चित्र (7 2)

3) सीसोमीटर (Celiometer) यह यंत्र धोर इसकी प्रियाविधि चित्र (7 3)



चित्र (7 3)

द्वारा समझाई गई है। एक माडुलित (modulated) प्रकाश पुञ्ज मेघ तल पर प्रक्षेपित किया जाता है और प्रकाशित तल का अनताश सीसोमीटर के रिसेवर द्वारा पात दिया जाता है। रिसेवर सयत्र एक प्रकाश 'विद्युत दूरबीन (Photo electric tele scope) होता है जो केवल माडुलित प्रकाश के लिए ही सवेदन शील होता है, अन्य किसी प्रकाश के लिए नहीं।

7 23 उपयुक्त विधियों के बावजूद, भी मेघ तल की ऊँचाई प्रायः आकलित करने की आवश्यकता पडती है। प्रवर्तीय भवलां में, जहाँ पवतो पर मध जनित होते हैं, मेघ तल की ऊँचाई शिखरो की तुलना द्वारा पर्याप्त यथापता से पात की जा सकती है। मैदानो भागा

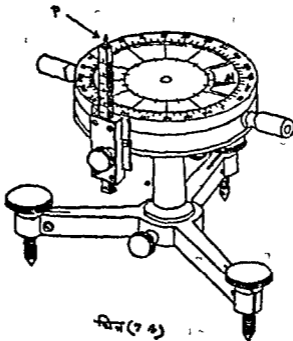
पर, विशेषकर रात्रि में, यह धाकलन केवल प्रेक्षक के अनुभव और विभिन्न मेघ प्रकारों की मानक ऊँचाइयों के आँकड़ों के आधार पर किया जाता है।

7 24 नेफोस्कोप प्रेक्षण

नेफोस्कोप यह यंत्र है जो मेघ गति की दिशा तथा कोणिक वेग (W) नापता है। यदि मेघ की ऊँचाई H हो, तो मेघ की गति (V) सूत्र, $V = HW$ द्वारा सरलता से ज्ञात की जा सकती है।

नेफोस्कोप दो प्रकार के होते हैं—(1) परावर्तन नेफोस्कोप जैसे फाइनेर्मन दपण नेफोस्कोप (2) डाइरेक्ट विजन नेफोस्कोप जैसे बंस्तन कोम्ब नेफोस्कोप।

यहाँ केवल पाइन मैन दपण नेफोस्कोप का वर्णन दिया जा रहा है। इसमें एक गोलाकार अक्षित वाले का दपण होता है, जो क्षैतिज धारी पत्रों से युक्त एक ट्राईपोड स्टैंड पर स्थित कर दिया जाता है।



दपण एक पीतल के फ्रेम में बन्द कर दिया जाता है जिस पर अशो का पैमाना अक्षित होता है। फ्रेम से एक उर्ध्वाधर सूचक (P) लगा होता है, जिसे ऊपर-नीचे घिस जाने की पंच व्यवस्था होती है। सूचक पर एक मिलीमीटर पैमाना भी लगा जाता है, जिससे सूचक के शिखर की दपण तल से ऊँचाई ज्ञात की जा सके।

दपण पर 25 मिमी त्रिज्यातर के दो समकेन्द्रक वृत्त अक्षित किए जाते हैं। व्यवस्था इस प्रकार की जाती है कि बड़ा वृत्त फ्रेम के किनारे से भी 25 मिमी का त्रिज्यातर रखे। अभिविन्यास (orientation) के लिए दपण के नीचे एम नम्पास सुई

(N) इस प्रकार स्थित की जाती है कि उसका अग्रभाग वाले शीशे में कटी एक छ्दटी सी पिंडकी द्वारा देखा जा सके।

प्रक्षण के लिए नेफोस्कोप किसी समतल पर रखकर दपण को स्परिट लेविल की सहायता से समतल कर लिया जाता है। अब यत्र इस प्रकार समायोजित किया जाता है कि 180 अग्र का निशान ठीक उत्तर की धार पड़े।

एक उपयुक्त मघ-राशि इस प्रकार चुनली जाती है कि उसका विम्ब दपण के केन्द्र पर पड़े। अब प्रक्षक सूचक को घुमाकर उसकी लम्बाई इस तरह, समायोजित करता है कि उसका नाक का परावर्तित विम्ब भी केन्द्र पर पड़े। प्रक्षक अपना सिर इस प्रकार हिलाता है कि मघ राशि और सूचक का विम्ब सलग्न रहे।

अंकित शीशे का वह बिन्दु, जहा मघ राशि शीशे से बाहर चली जाती है, नोट कर लिया जाता है। यह मघ गति की दिशा बतलाती है। केन्द्र से भीतरी वृत्त की परिधि तक मघ-राशि के पहुँचने का समय भी नोट कर लिया जाता है।

मान लीजिए, वृत्त की त्रिज्या a ($= 25$ मिमी) तथा सूचक के नोक की ऊँचाई h मिमी है। यदि A से B तक मघ राशि (t) समय में पहुँची है, तो

$$\frac{AB}{a} = \frac{H}{h}$$

$$AB = \frac{aH}{h}$$

जहाँ, H मघ की ऊँचाई है।

$$\text{मघ की गति, } v = \frac{aH}{ht}$$

7 26 वर्तमान और पिछला मौसम

इस शीषक के अतगत मौसम घटनाओं, जैसे वर्षा, पृहार, धोला, धुपार, कुहरा कुहरा, नभा-नहिन छाधिया, स्ववाल छादि का उल्लेख किया जाता है। यह उल्लेख तापिदक काट के रूप में होता है। वर्तमान मौसम का अध्ययन प्रक्षण गमय से 10 मिनट पूर्व आरम्भ कर दिया जाता है। पिछला मौसम शीषक में 1 पन्टे पूर्व घटित मौसम का उल्लेख किया जाता है।

वर्तमान मौसम को 100 प्रकारों में उपविभाजित किया गया है, जिनकी नोट गमयान 00 से 99 तक की गई है। प्रथम 50 मर्यादों अल्पाण रहित मौसम प्रकारों के लिए किया गया है। 50-99 तक के काट अल्पाण युक्त मौसम घटनाओं को व्यक्त करता है। 50-59 काट-अल्प पृहार और उष्ण उप प्रकार के लिए, 60-69 वर्षा के लिए 70-79 धुपार, हिमपात तथा धूप टाग प्रकार के लिए तथा 80-99 पृहार के लिए विधित्त प्रकारों के लिए बनाए गए हैं।

7.30 उल्काएँ और मौसम घटनाएँ (Meteors and weather phenomena)

मेघों के प्रतिरिक्त प्रायः घटना, जो वायुमण्डल या पृथ्वीतल पर देखी जाती है, उल्का कहलाती है। यह घटना वर्षा तथा झार या झनादर कणों का हवा में निलम्बन हो सकती है। उल्काएँ प्राकाशक वैद्युतिक प्रारूप में भी देखी जा सकती हैं, जिनसे यदा कदा ध्वनि भी सम्बन्धित होती है। अतः उल्काओं को निम्नांकित मुख्य वर्गों में विभक्त किया जा सकता है—

7.31 (अ) जलोत्काएँ (Hydrometeors)—जैसे, फुहार, वर्षा, बौछार, तुषार तथा ठोस हिमकणों का भ्रवसोपण। इनका विवरण अध्याय 5 में दिया जा चुका है।

फुहरा, कुहासा, तथा हेज यद्यपि मेघों की प्रवृत्ति के ही होते हैं, क्योंकि ये जलकणों के हवा में निलम्बन से उत्पन्न होते हैं, तथापि इन्हें भूमितल के पास जनित होने के कारण मेघों से अलग करके जलोत्काओं में सम्मिलित कर लिया गया है।

फुहरा और कुहासा में झारता 75% से अधिक होती है तथा दृश्यता क्रमशः 1 किमी से कम और 1 से 2 किमी के बीच होनी चाहिए। हेज भी भूमितल के निकटतम वायुमण्डल में प्रति सूक्ष्म कण (प्रायः झारता प्राणी) का निलम्बन है। ये सूक्ष्म कण बहुत बड़ी संख्या में उपस्थित होते हैं। हेज में दृश्यता 3 से 5 किमी तक हो सकती है।

भूमितल के भासपास की नमी, जल या ठोस कणों के रूप में सतह या वनस्पतियों पर निक्षेपित हो जाती है। इन्हें भी जलोत्काएँ कहा जाता है। ये मुख्यतः चार प्रकार के होते हैं

(1) धोस (Dew)

यह भूमि के भासपास किसी सतह पर जलकणों का निक्षेपण है, जो निकट की स्वतंत्र नम हवाओं के सघनन से बनता है।

(2) पाला या तुषार (Frost)

जब धोसक 0°C से कम होता है, तो वायुमण्डलीय नमी का ऊर्ध्वपातन तुषार कणों के रूप में हो जाता है जो पत्तियों और भूमि तल पर जम जाते हैं। ये साधारणतः मुलायम और रवेदार ठोस के रूप में होते हैं।

(3) राइम (Rims)

प्रतिशीतल सूक्ष्म जल कणों के जमने से छोटे-छोटे हिमकण तैयार हो जाते हैं। शीघ्र जमने के कारण राइम के दाँतों के मध्य हवा फंसी रहती है। अधिक मात्रा में होने से राइम तहों के रूप में जम जाते हैं।

(4) ग्लेज (Glaze)

यह हिम का सम और पारदर्शी निक्षेपण है जो वर्षा की बूँदों के जमने से बनता है।

7.32 लियोउल्काएँ (Lithometeors)

धूल या प्रायः झनादर ठोस कणों का वायुमण्डलीय निलम्बन लियो उल्का कहलाती है। धूल, धुंध, चिमनियों से निकले कावनिक धूँझकण तथा समुद्र से निकले नमक के कण, लियोउल्का के कुछ उदाहरण हैं। रेगिस्तान की गर्मियों में उठन वाली धूल के बगुले या रतीली भाँधियाँ भी इसी श्रेणी में आती हैं। मुख्य प्रकारों का संक्षिप्त विवरण निम्नांकित है—

(1) धूल धुंध (Dust-Haze)

यह वायुमण्डल की निकटतम तथा म भूमि तल में उठाई गई धूल या रेत के कणों का निलम्ब है, जिनमें आद्रता निश्चित रूप में 75% से कम और दृश्यता धुंध के समान ही होती है।

(2) धूम (Smog)

यह औद्योगिक चिमिनियों तथा मोटर गाड़ियों से निकले प्रदूषक कणों का वायुमण्डल में निलम्बन है।

(3) धूल या रेत घूमिल (Dust or Sand Whirl)

कभी-कभी ग्रीष्म काल के दोपहरो में भूमितल के अत्यधिक उष्ण से वायुमण्डल के निचले तह काफी गम हो जाते हैं। स्थल की आकृति और प्रकृति के कारण जब कोई सीमित भू भाग अपक्षाकृत अधिक तृप्त हो जाता है, तो वहाँ स्वयं सवाहिनिक धाराएँ (Auto Convective Currents) उत्पन्न हो जाती हैं। ये धाराएँ अपने साथ धूल या रेत की पर्याप्त मात्रा कुछ ऊँचाई तक उड़ा देती हैं। निम्न दाब क्षेत्र के चारों ओर प्रवाह चक्रवाती या प्रतिचक्रवाती रूप में घूमिल पैदा कर देता है। धूल-घूमिल साधारणतः कुछ फुट व्यास तथा कुछ मीटर ऊँचाई के आकार का होता है।

(4) धूल या रेत उड़ाती हवाएँ (Dust or Sand Raising Winds)

तीव्र दाब प्रवणता के कारण तब धूल उड़ाती हवाएँ गर्मियों में बहती हैं। यह विशुद्ध प्रवाह है जो दृश्यता का साधारणतः एक विमी से भी कम कर देती है।

(5) धूल भरी या रेतोली घाघी (Dust or Sandstorm)

अस्थायी वायुमण्डल और नमी की अनुपस्थिति में धूल या रेत की भारी राशियाँ उध्वधाराओं द्वारा बहुत ऊपर तक उठा ली जाती हैं। इस घटना में साधारणतः कपासी वर्षों बादल बन जाते हैं। आद्रता की कमी से वर्षा प्रायः नहीं होती किन्तु गज्ज और तड़ित की घटनाएँ सामान्य रूप से पायी जाती हैं।

7.33 प्रकाशोल्काएँ (Photo Meteors)

ये प्रकाशीय घटनाएँ हैं जो सूर्य और चंद्रमा की विरणों के परावर्तन, धावतन या विवर्तन (Diffraction) में उत्पन्न होती हैं। ये घटनाएँ स्वच्छ आकाश और मेघयुक्त, दोनों स्थितियों में जन्म लेती हैं। स्वच्छ आकाश की प्रमुख प्रकाश-उल्काएँ, मृग तृष्णा (mirage) शिमर (Shimmer), हरित क्षण दीप्ति (Green flash), साँध्य प्रकाश स्तम्भ (Twilight Columns) आदि हैं। मेघयुक्त आकाश में आभासमण्डल, बराना, इंद्रधनुष, धुंध धनुष, ट्रोपेसुनर विरणें आदि घटनाएँ देखी जाती हैं। इनमें से कुछ के विवरण निम्नांकित हैं—

(1) आभासमण्डल (Halo)

यह प्रकाश घटनाओं का एक समूह है जो प्रकाश के घरा (ring), स्तम्भ तथा क्षमकील धन्वों की आकृति जसी आकाश में दिखाई देती हैं। ये घटनाएँ निलम्बित शिम्-कणों द्वारा विरणों के धावतन के फलस्वरूप जन्म लेती हैं।

- 20°C स्तर से ऊपर मेघ-बण, मुदयत हिम-बणो से ही बने होते हैं। जब हिम-कणों की सांद्रता कम होती है (साधारणतः पलाभस्तरी मेघ में), तो इनसे भावतित किरणें भूमि तक पहुँचती हैं और सूर्य या चन्द्रमा धुंधले रूप में बादलों से फलकते हैं। धनुकूल परिस्थितियों में रात्रि में चन्द्रमा तथा दिन में सूर्य को वेदित किए हुए, रगीन वृत्त के आभामण्डल स्पष्ट रूप से दिखाई देते हैं। कभी-कभी बड़े वृत्त का एक और आभामण्डल भी दृष्टिगोचर होता है। चन्द्र आभामण्डल प्रायः सौर आभामण्डल से कम चमकीले होते हैं। साधारणतः 22 अंश अर्द्ध व्यास के आभामण्डल ही दिखाई देते हैं। बड़ा आभामण्डल 46 अंश अर्द्ध व्यास का होता है। (शिरोबिंदु (Zenith) से क्षितिज के पूरे चाप का नाप 90 अंश लिया जाता है।)

विभिन्न प्रकारों के हिमबणों द्वारा भावतन से भिन्न भिन्न प्रवाशीय प्राकृतियाँ दिखाई दे सकती हैं।

(2) कोरोना

जब प्रकाश की किरणें पतली तह के हिम-कणों से युक्त मेघ से गुजरती हैं, तो हिम-कणों द्वारा विवतन के फलस्वरूप आभामण्डल से बहुत छोटे कई चमकीले वृत्त, सूर्य या चन्द्रमा का घेरा बना लेते हैं। साधारणतः तीन से अधिक वृत्त दृष्टिगोचर नहीं होते। यह घटना कोरोना कहलाती है। चन्द्र कोरोना अधिक सामान्य घटना है। यद्यपि सूर्य के चारों ओर भी कोरोना उसी बहुलता से उत्पन्न होते हैं, तथापि तीव्र चमक के कारण दिन में अधिकतर दिखाई नहीं देते।

कोरोना मण्डल में रंगों की स्थिति और क्रम आभामण्डल के ठीक विपरीत होते हैं।

(3) इंद्र धनुष (Rainbow)

यह वर्षा की गिरती बूँदों से, सौर किरणों के भावतन तथा परावतन का परिणाम है, जिसमें रगीन प्रकाश वृत्ताकार चाप की तरह दिखाई देता है। सूर्य, प्रेक्षक की आँख तथा इंद्र धनुष का वेन्द्र एक सरल रेखा पर पड़ता है। इस प्रकार इंद्र धनुष के उच्चतम बिंदु का दिग्ग (Azimuth) सूर्य के दिग्ग से 180° विपरीत होता है।

अच्छी तरह विवसित इंद्रधनुष में द्वितीयक तथा तृतीयक रगीन चाप भी स्पष्ट दिखाई देते हैं। इंद्रधनुष का वरुण-पट अर्द्ध से ऋषभ बैंगनी, नीला, हरा, पीला, नारंगी तथा लाल के क्रम में होता है। लेकिन द्वितीयक इंद्रधनुष, पर-रंगों का क्रम बिल्कुल विपरीत होता है।

प्रारम्भिक इंद्रधनुष सौर किरणों के गोलान्तर, जल बूँदों द्वारा एक बार पूरा आन्तरिक परावतन से बनते हैं तथा द्वितीयक धनुष दो बार पूर्ण आन्तरिक परावतन के फलस्वरूप बनते हैं। मान लीजिए, जन की बूँद का स्थान A पर बाईं किरण आपतित होती है, जहाँ पर भावतन के बाद यह किरण, दिशा AB ग्रहण करती है। यदि B पर इसका पूरा आन्तरिक परावतन होता है, तो परावर्तित किरण BC बिंदु C से भावतन द्वारा बूँद के बाहर आ जाती है। इस बीच मान लीजिए, किरण बूँद की आन्तरिक तह से n बार पूरा परावर्तित हुई। तब आगत और बहिगत किरणों के बीच का कुल विक्षेप,

$$D = 2(i - r) + n(180 - 2r), \quad (1)$$

जहाँ i और r क्रमशः A पर आपतन तथा परावर्तन कोण हैं। चूँकि निम्नतम विक्षेप के लिए लिए किरणों सबसे अधिक चमकीली होती हैं, अतः इस स्थिति में,

$$\frac{dD}{di} = 2 - \frac{dr}{di} - n \frac{dr}{di} = 0$$

$$\text{या } \frac{dr}{di} = \frac{1}{n+1}$$

$$\text{चूँकि } \sin i = \mu \sin r, \quad (ii)$$

$$\cos i = \frac{di}{dr} = \mu \cos r$$

$$\cos i = \frac{\mu}{n+1} \cos r \quad (iii)$$

(ii) और (iii) से—

$$\cos i = \sqrt{\frac{\mu^2 - 1}{n^2 + 2n}}$$

$$\text{तथा } \cos r = \frac{n+1}{\mu} \sqrt{\frac{\mu^2 - 1}{n^2 + 2n}}$$

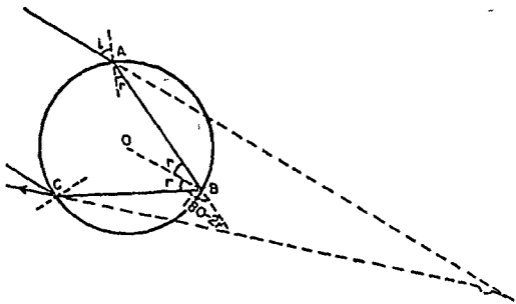
अब मान लीजिए, $n = 1$,

बैंगनी किरणों के लिए $i = 58^\circ 48'$, $r = 39^\circ 33'$ तथा

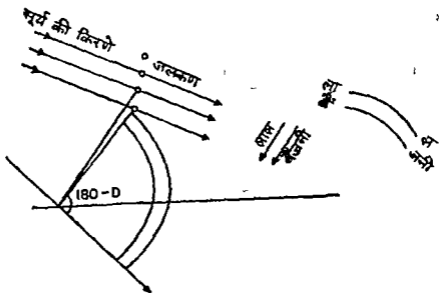
$180 - D = 40^\circ 36'$ और लाल किरणों के लिए $i = 59^\circ 29'$

$r = 40^\circ 19'$ तथा $180 - D = 42^\circ 18'$

स्पष्ट है कि इन्द्रधनुष तभी दिखाई देगा, जब $180 - D$ का मान क्षितिज से ऊपर होगा। D के मान में भिन्नता के कारण अलग अलग रंग की किरणों अलग माग से प्रेक्षक तक आती हैं, अतः इन्द्रधनुष अलग रंगों में स्पष्ट दिखाई देता है।



चित्र (76)



चित्र (77)

यदि $n=2$ हो तो $180 - D$ का मान बैंगनी रंग के लिए ($53^\circ 38'$) लाल ($50^\circ 40'$) से अधिक हो जाता है। फलतः द्वितीयक इन्द्रधनुष में, रंगों का क्रम विपरीत होता है।

7 34 विद्युत्तोलकाएँ (Electro Meteors)

ये वायुमण्डलीय स्पिर विद्युत् के दृश्य या शून्य प्राणर हैं—जैसे तड़ित या मेघ गजन जो आवेशों के अनियमित विसर्जन से उत्पन्न होते हैं। ये घटनाएँ मामान्यतः सवाहिनिक मेघों से सम्बन्धित हैं।

सैंट एल्मो अग्नि या ध्रुवीय धररोरा अविच्छिन्न और नियमित विद्युत्तोलका हैं। ध्रुवीय क्षेत्रों की रात्रि में धररोरा एक दिव्य वक्र या धुम्के की तरह दिखाई देती है, जिसके नीचे से आकाश अपक्षारित अघिन गहरा प्रनीत होता है।

7 40 मौसम के यांत्रिक प्रेक्षण दो प्रकार के होते हैं—

- (1) धरातलीय मौसम वैज्ञानिक प्रेक्षण
- (2) उच्चतम वायु प्रेक्षण

धरातलीय वायुदाब, तापमान, धात्र ता, वायुवेग और वर्षा मापन के लिए, मौसम वेधशालाओं में सामान्य यन्त्रों के अतिरिक्त स्वालेखी (Self recording) यन्त्र भी प्रयुक्त किए जाते हैं। इनका भक्षिण परिचय निम्नांकित है

7 41 वायुदाब का माप

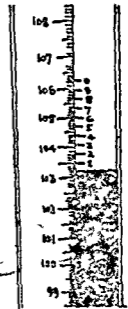
फोरटिन अथवा क्यू (kew) प्रकार के दाबमापी जिन्में बनिमर पैमाने की व्यवस्था होती है। वायुदाब का मापने के लिए प्रयुक्त हात है—कुण्डिका समायाजन के पहले दाबमापी की नली को धीरे से थप-थपा लेना चाहिए। दाबमापी से सलग तापमापी द्वारा तापमान का पाठक ज्ञात करके, दाबमापी के पाठक को तापमान, गुरुत्व तथा निदेशांक श्रुति के लिए मशोधित कर लेना आवश्यक है।

अधिक ऊँचाई पर स्थित वेधशालाओं के लिए फोरटिन दाबमापी उपयुक्त है क्योंकि दाब कम होने से नली का जो-पारा नीचे गिरता है, उस फोरटिन की कुण्डिका में स्थान मिल सकता है। क्यू प्रकार में यह व्यवस्था नहीं होती। दाब का माप साधारणतः मिली बार की इकाई में अंकित किया जाता है। पाठक के लिए बनिमर पैमाने का ममायाजन पारद के उत्तल मनिस्कस के शीप स्तर पर करना चाहिए (चित्र 7 8)।

7 42 तापमान और आद्रता का माप

स्टीवन्सन स्त्रीन (चित्र 7 9) तथा उसमें रखे गए शुष्क बल्ब, धात्र बल्ब, उच्चतम और निम्नतम तापमापियों का विवरण अध्याय 3 में दिया गया है। ये प्रथम हवा का तापमान धात्र बल्ब तापमान तथा 24 घण्टों में उच्चतम धीरे निम्नतम तापमान का पाठक रखे हैं। धात्र बल्ब तापमापी के बल्ब को मदा नम रखने के लिए, मस्तिन (मलमल) के धागों का आस्रयित जन न हुआ रहना आवश्यक है।

भाद्र बल्ब और शुष्क-बल्ब तापमान से भ्रोसान ज्ञात करने के लिए भाद्र ता मापी सारणियाँ उपलब्ध हैं, जिनके प्रयोग से भ्रोसान पात कर लिया जाता है। वायु तापमान और भ्रोसाक से सापदा भाद्र ता भी उपलब्ध सारणियों से पढ़ ली जाती है। कुछ ठण्डे स्थानों पर—जब भाद्र-बल्ब तापमान 0°C से नीचे पहुँच जाता है, तो पानी जम जाने के कारण धातु द्वारा जल शोषण रुक जाने की आशका उत्पन्न हो जाती है। ऐसे भ्रवसरो पर प्रेक्षण से एक घण्टा पहले निरीक्षण कर लेना चाहिए। यदि जल का समरण (Supply) रक गयी है, अर्थात् शुष्क और भाद्र तापमापी पाठाक में कोई भन्तर नहीं दर्शाते, तो भाद्र बल्ब के ऊपर तापटा कपडा हटा कर, बल्ब के ऊपर जमी बर्फ को जल में रसकर पिघला देना चाहिए। इस क्रिया के लगभग आधे घण्टे बाद ही भाद्र बल्ब तापमापी अपरिवर्ती (steady) भ्रवस्था में आ पाता है।



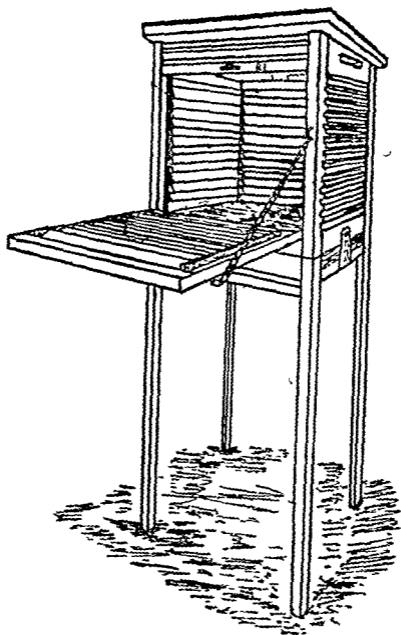
भाद्र बल्ब के तापमापी पाठाक का चित्र (7 8)

7 43 वायुवेग का माप

वायु दिशा और गति के माप के लिये, अलग-अलग यन्त्र हैं। वायु दिशा पवन दशक द्वारा ज्ञात की जाती है। यह एक सतुलित लीवर है, जो एक उच्च अक्ष के चारों ओर स्वतन्त्रता से घूम सकता है। लीवर का एक सिरा, जो कुछ चौड़ा होता है, उस दिशा में रहता है, जिधर से हवा आ रही हो और दूसरा तीर की तरह नुकीला सिरा हवा के बहने की दिशा प्रदर्शित करता है। लीवर के नीचे दिशाधरो के निशान बने होते हैं।

हवा की दिशा साधारणतः उम कोण के रूप में व्यक्त की जाती है, जो उत्तर दिशा और उस दिशा के बीच बनता है, जिधर से हवा आ रही है। जैसे, यदि हवा ठीक पूव से बह रही है, तो उसकी दिशा 90 अग्र और यदि पश्चिम से बह रही है, तो 270 अग्र मानी जायेगी। चित्र (7 10) में दिशाधरो के कोणिक मान स्पष्ट किए गए हैं।

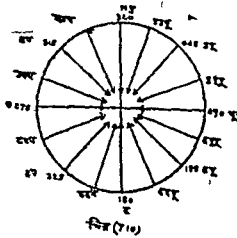
वायुगति या वायु बल का मान 'पवन वेग मापी' (एनीमोमीटर) नामक यन्त्र से ज्ञात किया जाता है। इसमें तीन या चार अद्गोनाकार प्याले (ध्यास = 76 मिमी) धातु की छटो के मिरा पर एक दूसरे से बराबर कोण बनाते हुए लगे होते हैं। यदि चार प्याले हैं तो एक दूसरे के समकोण पर और यदि तीन हैं तो 120° पर लगे होते हैं। छट का बटान त्रिभु, केन्द्र पर एक उर्ध्वाधर नली के सहारे स्थिर रहता है। इसी नली के नीचे एनीमोमीटर बक्स लगा होता है जिसमें वायु बल का पाठाक पढ़ने की व्यवस्था होती है। वायुबल से प्याले घूमते हैं। घूमने की गति वायु बल के समानुपाती होती है। यह गति गियर प्रणाली से एनीमोमीटर बक्स में स्थिर साइक्लोमीटर (Cyclometer) अचालित कर देता है।



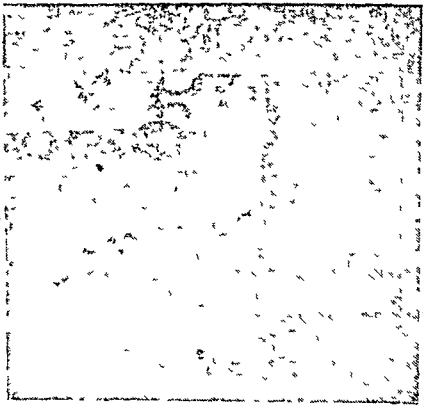
चित्र (7-9)

पवन दशक और पवन वेग मापी सामान्यतः भूमि से 10 मीटर ऊँचाई पर वृक्षों या भवनों की दबावटा से ऊपर लगाए जाते हैं, जिससे वे स्वतंत्र हवा की दिशा और गति का ज्ञान दे सकें।

7.44 वर्षों-वर्षों विना यंत्र की सहायता से भी वायुगति का अनुमान लगाने की आवश्यकता होती है। इसकी सफ़रता प्रेक्षक का दक्षता और अनुभव पर निर्भर करती है। एडमिरल बीफोर्ट (Beaufort) ने, सन् 1805 में अनुभव के आधार पर, वायुवत आकलित



परदे के लिए निम्नांकित संमाना प्रस्तुत किया, जो अनुमानित वायुमति ज्ञात करने में अभी भी प्रेक्षकों के लिए एक आधार का वाय करता है।



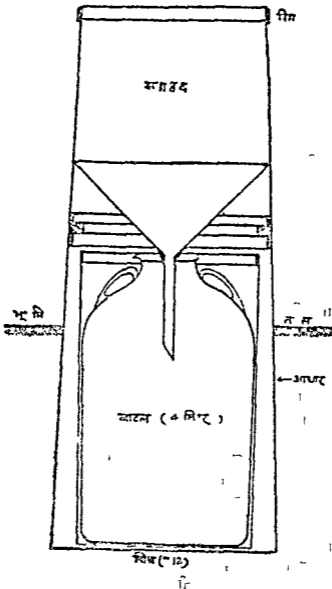
वायुगति का वीफोट पैमाना

वीफोट संख्या	सामान्य विवरण	सीमाबन्ध	भूमि तल से 6 मीटर ऊपर वायुगति का मान (किमी/घंटा)
0	शांत	धूम्र सीधा ऊपर उठता है।	1 से कम
1	हल्की हवा	धूम्र रेखाओं के लिंचाय से वायु दिशा का पता लगता है। पवन दशक संचालित नहीं हो पाता।	2-6
2	अति धीमा समीर	चेहरे पर हवा का अनुभव। पवन दशक संचालित हो जाता है।	7-12
3	धीमा समीर	वक्षों की पल्लियाँ हिलती हैं। हल्की ध्वजा तन जाती है।	13-18
4	मद्ध समीर	धूल या कागज के टुकड़े गतिमान हो जाते हैं।	19-26
5	ताजा समीर	छोट वक्षों की टहनियाँ हिलती हैं।	27-35
6	तीव्र समीर	बड़ी टहनियाँ गतिमान हो उठती हैं, टेलीफोन के तारों में सीटी सी बजना लगती है।	36-44
7	मद्ध गल	पूरा वक्ष हिलने लगता है।	45-55
8	ताजा गेल	टहनियाँ टूट जाती हैं।	56-66
9	तीव्र गल	हल्की छत्रें उड़ सकती हैं या कमगोर निर्माण क्षति ग्रस्त हो सकता है।	67-77
10	पूरा गेल	वक्ष उखड़ जाते हैं और निर्माण की क्षति धीमी बढ़ती है।	78-90
11	सूफान	निर्माण काय की पर्याप्त क्षति।	91-104
12	हरीबन	—	105 से अधिक

7 45 वायुगति मीर दिशा वा सीधा माप एक विद्युत् चालित यत्र वायु पेनल द्वारा भी लिया जाता है । इस यत्र म एक छोटा जनरेटर जिसे मौसम प्रूफ रखा जाता है, लगा होता है । यह जनरेटर शकवाकार वायु वेग मापी-प्यालो के उर्ध्वाधर त्तकु (Spindle) के चारो मीर घूमने से चलता है । जनित वोल्टेज, प्यालो की गति, अर्थात् वायु बल के समानुपाती होता है । अत सलग्न गोलाकार पमाना नॉट (Knot) में वायु गति पढने के लिए अकीकृत होता है । इसी प्रकार, पवन दशक की गति भी विद्युत् विधि से अकित पमाने में प्रेषित कर दी जाती है ।

7 46 धर्माभापन

भारत में मुख्यतः जिस मानक धर्माभापी को प्रयुक्त किया जाता है, उसे साइमन



वर्षामापी कहते हैं। इसके मुख्य भाग निम्नलिखित हैं —

(1) फनेल—जिसके रिम या व्यास विभिन्न (127 मिमी) होता है।

(2) सग्रहक—यह प्लास्टिक या धातु का बर्तन होता है जिसकी ग्राहिता साधारणतः 175 मिमी होती है। अधिक वर्षा व क्षेत्रों में 375 या 1000 मिमी ग्राहिता के सग्रहक भी प्रयोग में लाए जाते हैं।

(3) बेलनाकार ढक्कन—जिसका आकार भूमि में जट दिया जाता है।

(4) नपना गिलास—यह 20 या 25 मिमी ग्राहिता का एक झमित बेलनाकार ग्लास हाता है, जिससे 0.1 मिमी तक सही वर्षा नापी जा सकती है।

वर्षा मिमी या सेमी की इकाइयों में नापी जाती है। किसी स्थान पर 1 सेमी वर्षा की राशि वह है, जो भूमितल पर एक सेमी गहरे पानी की तह बना दे, बशर्ते कि भूमि सत्र समतल मान ली जाए और शोषण, अपवाह (Runoff) तथा वाष्पीकरण द्वारा वर्षा की एक भी बूंद नष्ट न हो।

कुछ समय से विभिन्न वैद्यशास्त्रों में एक और वर्षामापी प्रयोग में लाया जा रहा है जिसे F R P (Fibre glass Reinforced Polyester) वर्षामापी कहते हैं। इसमें फनेल ढक्कन के साथ सम्बंधित होता है तथा सग्रहक और आधार पोलिस्टेर के बने होते हैं।

तयक पडती बूँदें, बरसों या भवनों आदि से रुक न जाएं, इसके लिए वर्षामापी स्थापित करते समय यह सावधानी रखनी चाहिए कि निकटतम रूखावट से वर्षा मापी की दूरी कम से कम रूखावट की ऊँचाई से दूरी हो।

7.47 यदि वर्षा के साथ तुपार या ओले पडे हो तो उन्हें नपना गिलास से ज्ञात राशि का गम जल छोड़ कर पिघला लिया जाता है और कुल जल का माप लेने के बाद मिलाए गए जल का माप घटा दिया जाता है।

यदि वर्षामापी तुपार से पूरातया ढक जाता है तो जमे तुपार की ऊँचाई एक छड द्वारा नाप लेनी चाहिए। इस ऊँचाई का दसवाँ भाग सम्बंधित वर्षा का लगभग 'मान' देता है।

7.50 स्वतः अभिलेखी यंत्र (Self Recording Instruments)

विभिन्न मौसम तत्वों के परिवर्तन और स्वयंकिन् पाठाक प्राप्त करने के लिए, अनेक स्वतः अभिलेखी यंत्रों का डिजाइन किया गया है। सभी स्वतः अभिलेखी यंत्रों में निम्नांकित तीन अनिवार्य भाग होते हैं

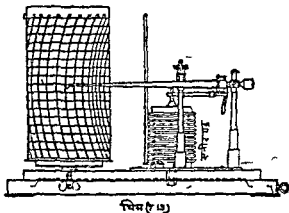
(1) एक संवेदनशील तत्व जो मौसम तत्वों के परिवर्तन की अनुक्रिया (response) दे सके। इसी अनुक्रिया का यंत्र रिकार्ड करता है।

(2) एक लांबर प्रणाली, जो संवेदनशील तत्व की सूक्ष्म गति को, नात अनुपात में अभिवर्धित कर देती है। यही प्रणाली आवर्धित गति को पैन मुजा तब पहुँचाती है।

(3) एक परिष्कृत ड्रम जो घड़ी की सुइयों के अनुसार धीरे धीरे घूमता है और समय का पान करता है। इस ड्रम पर चाट लपेटा जाता है, जिस पर पैन मुजा, संवेदक तत्व की आवर्धित गति को प्रकृत करती है।

751 मुख्य मौसम तत्वों के स्वाकित और अविरत माप के लिए निम्नांकित यंत्र प्रयुक्त होते हैं —

(1) दाब लेखी (बैरोग्राफ)—यह वायुदाब का अविरत, स्वाकन करता है। इसमें निद्रव दाब मापी तत्व वायुदाब के संवेदन के लिए प्रयुक्त होता है। यह दाब परिवर्तन के साथ संकुचित होता है या फलता है। यह प्रसार या संकुचन लीवर प्रणाली द्वारा आवर्धित होकर पेन भुजा द्वारा ड्रम से लिपटे चाट पर अंकित होता है। चाट पर गति के सानुपातिक दाब की इकाइयाँ छपी होती हैं चित्र (7 15)।



चित्र (7 15)

752 तापमानलेखी (थर्मोग्राफ)

इसमें संवेदक तत्व एक सर्पिल (Spiral) होता है जो दो विभिन्न प्रसार गुणांक वाली धातु पत्तियों से बनाया जाता है। तापमान बदलने से यह सर्पिल कुंडलित अथवा अनकुंडलित होता है। यह लीवर प्रणाली से परावर्तित होकर पेन भुजा को नियंत्रित करती है।

753 केश आद्रता लेखी (हेयर हाइग्रोग्राफ)

यह यंत्र इस सिद्धांत पर काम करता है कि मनुष्य के केश की लम्बाई, सापेक्ष आद्रता के साथ बढ़ती है, किंतु यह वृद्धि सत्र समान नहीं होती। आद्रता 30 से 40% होने में बाल की लम्बाई जितनी बढ़ेगी, वह 70 से 80% सापेक्ष आद्रता बढ़ने में होने वाली वृद्धि की अपेक्षा अधिक होगी। किंतु लीवर प्रणाली की क्रिया विधि इस प्रकार समायोजित कर दी जाती है कि बाल की वृद्धि द्वारा उत्पन्न गति, पेन भुजा की सम गति में अनुक्रियान्वित होती है।

इस यंत्र की एक कठिनाई यह है कि उपयुक्त सावधानियों के बावजूद केश के भौतिक गुण शर्त शर्त बदलते रहते हैं। परिणामस्वरूप, समान दशाओं में आद्रता के पाठक सदा समान नहीं आते। केश बदलना भी अनुपयुक्त है क्योंकि इस दशा में यंत्र का सम्पूर्ण अंश फिर से बनाने की आवश्यकता होगी।

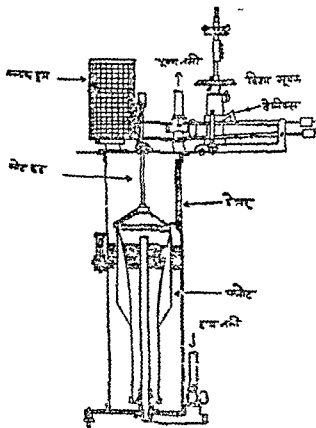
754 पवन वेग लेखी या एनीमोग्राफ (Anemograph)

हवा की गति और दिशा का अविरत एवं स्वाकित मान बाइस दाब नली

(Pressure Tube) पवन वेग लेखी (प्राविष्कारक-डब्ल्यू० एच० डाइस) द्वारा ज्ञात किया जाता है। यह यत्र निम्नांकित सिद्धांत पर कार्य करता है।

एक ओर बन्द और दूसरी ओर खुली नली को क्षैतिज अवस्था में यदि इस प्रकार रखा जाए कि खुला सिरा हवा की ओर हो, तो नली का अन्दर का दाब बढ़ जाएगा। यह वृद्धि वायुगति के समानुपाती होगी।

यदि नली के दीवार में छेद करके उसे ऊर्ध्वधर रख दिया जाए, तो इन छिद्रों से हवा बाहर निकल आयेगी, जिससे ट्यूब के अन्दर का दाब कम हो जाएगा। इसे चूपण



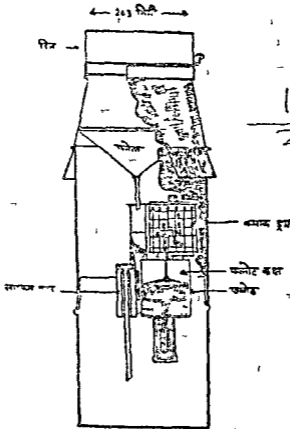
दाब नली पवनवेग लेखी
चित्र (१५५)

(Suction) प्रभाव कहते हैं। दाब नली पवन वेग लेखी में इसी प्रकार दावान्तर उत्पन्न किया जाता है। यह दावान्तर वायुगति के वेग के समानुपाती होता है। तीवर प्रणाली द्वारा यह दावान्तर आवर्धित होकर बलाव द्रुम पर लिपट उस चाट पर अंकित होता है, जो वायुगति की दबाइयों में उपा होता है। क्षैतिज पात्र-नली पवन दशक क साथ समान रहती है, जो सत्ता पवनाभिमुखी होती है। चूपण-नली लम्बवत् होती है और दाब नली से सम्बन्धित होती है। दाब और चूपण, दोनों प्रभाव नलियों द्वारा एक तल रेनामीटर का प्रेषित किए जाते हैं, जो दावान्तर रिकार्ड करता है।

एक ही चाट पर वायुदिशा भी रिकार्ड होती जाती है। इसने लिए पवन दशक का परिघ्रमण, युग्मन (Coupling) द्वारा रिकार्डर को प्राप्त होती है।

7 55 स्वतंत्र अभिलेखी वर्षामापी (सेल्फ रिकार्डिंग रेन गेज)

वर्षा का जल फनेल द्वारा एक सग्रहक में एकत्र किया जाता है। सग्रहक में एक फ्लोट कक्ष और एक साइफन बंध होता है। पेन मुजा एक छड़ द्वारा फ्लोट कक्ष से सम्बन्धित रहती है। जब सग्रहक में जलस्तर उठता है, फ्लोट भी उठ जाता है, जिसे पेन मुजा बलाक ड्रम पर लिपटे चाट पर रेखांकित करती जाती है।



10930

2/4/92

स्वतंत्र अभिलेखी वर्षा मापी यन्त्र (715)

जब पेन, चाट के शिखर बिन्दु पर पहुँच जाती है तो सग्रहक में भरा जल साइफन द्वारा स्वतंत्र बाहर आ जाता है और फ्लोट के साथ पेन, चाट की शून्य रेखा पर उतर आती है। जिस दिन कोई वर्षा नहीं होती, उस दिन पेन एक क्षैतिज सरल रेखा अंकित करती है।

7 60 उच्चतर वायु प्रेक्षण (Upper Air Observation)

भूमितल पर उत्पन्न होने वाली दाब प्रणालियाँ उर्ध्वाधर में पर्याप्त ऊँचाई तक विकसित होती हैं। कभी-कभी द्राणिकाएँ तथा चन्द्रवाती भ्रमिण केवल उच्चतर वायुमण्डल में ही उत्पन्न होते हैं, भूमितल पर उनका कोई आभास नहीं मिलता। गति और इनकी तीव्रता के अध्ययन के लिए उच्चतर वायु के तापमान, आद्रता दाब तथा वेग के प्रेक्षणों की आवश्यकता होती है। प्रेक्षणों के लिए सर्वाधिक प्रचलित यन्त्र, पायलट गुब्बारा रडिया सोन्डे, राडार तथा मौसम उपग्रह हैं।

7 61 विकास का सक्षिप्त इतिहास

सन् 1643 में सबसे पहले प्रसिद्ध बार्निक पैस्वले ने स्वयं पहलुओं पर चढ़ कर पता लगाया कि दाब ऊँचाई के साथ घटना है। ठीक 100 वर्ष बाद कुछ पचतारोहियों ने अनेक स्थानों से एंजीन पवन पर चढ़ाई करने विभिन्न अक्षांशों पर हिमावस्तर का ऊँचाई ज्ञात की। सन् 1749 में पतंग में तापमापी सलग करने अलेक्जेंडर विल्सन ने कुछ ऊँचाई की हवा का तापमान नात किया। तत्पश्चात् पतंगों का प्रयोग इस काम के लिए धक्कर होने लगा।

किंग मानवयुक्त गुब्बारों का समय आया। सन् 1784 में डा० जैकरीज ने मौसम प्रेक्षणों के लिए गुब्बारों पर पहली उड़ान भरी। सन् 1804 में यलुजक और बायट ने 7 कि० मी० ऊँचाई तक उड़कर दिखाया। तब से झटपुट उड़ानों की जानी रही। सन् 1852 में वेल्स न गुब्बारों पर सबसे प्रथम दाब, तापमान और आद्रता के प्रेक्षण एक साथ लिए।

सन् 1873 में पायलट गुब्बारों का युग आरम्भ हुआ जो परिष्कृत रूप में आज भी उच्चतर वायु की गति और दिशा ज्ञात करने के सर्वाधिक प्रचलित साधन हैं। 1912 में पहली वायु विमान में कुछ यंत्र रखकर मौसम प्रेक्षण प्राप्त किए गए। 1915 से ब्रिटेन और अमेरिका में विमानों द्वारा उच्चतर वायु के तापमान, दाब और आद्रता के नियमित प्रेक्षण किए जाने लगे।

1927 में क्विन्स मण्डल से रेडियो सकेत द्वारा वायु मण्डल का ज्ञान करने का पहला प्रयास किया गया और रूसी वैज्ञानिक मोलचेनोव ने पहला सफल रेडियो-सोड सन् 1928 में डिजाइन कर दिया। सन् 1939 तक अनेक देशों में रेडियोसोड तयार किए जाने लगे। सन् 1940 में अमेरिका में पहला रेडियो थियोडोलाइट भी तैयार कर लिया गया।

सन् 1943 में पहली बार उच्चतर वायु वर्ग ज्ञान करने के लिए राडार का प्रयोग किया गया। 1946 से राकेट का उपयोग भी किया जाने लगा। राकेट से घातुओं की छोटी छोटी असह्य परतियाँ वायुमण्डल में बिखेर दी गईं, जो वायु की गति और दिशा का ज्ञान कराती थीं। सन् 1957 में कृत्रिम उपग्रहों का युग आरम्भ हुआ तो मौसम उपग्रह भी डिजाइन किए गए। पहला मौसम उपग्रह 1 अप्रैल, 1960 को अन्तर्ग्रह में अमेरिका द्वारा छोड़ा गया जिसका नाम 'टाइरोस' रखा गया। टाइरोस (TIROS), टेलीविजन, इन्फ्रारेड आन्वेषण मण्डलाइट का सक्षिप्तीकरण है। तब से 11 टाइरोस उपग्रह छोड़े जा चुके हैं। प्रथम 8 टाइरोस विपुल रक्षीय कक्षा में पृथ्वी की परित्रमा करते थे किन्तु इसके बाद उपग्रहों की कक्षा ध्रुवीय रखी गई।

इस समय अमेरिका और रूस के कई मौसम उपग्रह पृथ्वी की परित्रमा ध्रुवीय कक्षा में कर रहे हैं। ये वादलों के क्विन्स तथा विकिरण के प्रेक्षण नियमित रूप से रोडिया तरंगों द्वारा प्रेषित करते हैं जिनका लाभ अनेक देश उठा रहे हैं। भारत में इसके 5 रिमीडिय केन्द्र हैं। एक मौसम उपग्रह का जीवन सामान्यतः 2 से 3 वर्ष तक होता है। इस समय ऐस्या 8, निम्बस 4 तथा आइटास 1 नामक उपग्रह परित्रमा कर रहे हैं।

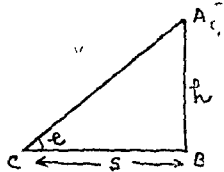
भारत में पहला उच्चतर वायु प्रेक्षण पायलट गुब्बारों की सहायता से सन् 1926 में आगरा में किया गया।

7 62 पायलट गुब्बारे द्वारा प्रेक्षण

'पायलट गुब्बारा' नाम सभवत बडे-बडे गुब्बारो पर स्वय चढकर उडान भरने वाले द्वारा उस छोट गुब्बारे को दिया गया है, जो उडान से पहल सभान्त दिशा की जानकारी प्राप्त करने के लिए छोडा जाता या ।

हाइड्रोजन भरा पायलट गुब्बारा हवा मे छोडन के बाद थियोडोलाइट नामक यत्र से लगातार प्रेक्षित किया जाता है । इस यत्र की सहायता से निश्चित समय पर तरालो के बाद गुब्बारे का उन्नताश कोण तथा एजिमथ (दिग्गण) पढ लिया जाता है । ठीक उत्तर दिशा से गुब्बारे का कोणीय विचर्लन एजिमथ कहलाता है ।

गुब्बारे की ऊँचाई नात करने की सबसे सरल विधि यह है कि उसका आरोह की दर स्थिर मान ली जाए । उदाहरण के लिए, यदि आरोहण दर 12 किमी/घण्टा मानली जाए तो गुब्बारे की ऊँचाई प्रति मिनट 200 मीटर की दर से बढ़ती रहेगी । इस स्थिति में प्रेक्षण निम्नांकित सारिणी द्वारा प्रस्तुत किया जा सकता है —



चित्र (7 13)

समय (मिनट)	गुब्बारे की ऊँचाई (मीटर)	उन्नताश	पवन दिशा (एजिमथ)	S = (पवन की गति) (मीटर प्रति मिनट)
1	h_1	e_1	a_1	s_1
2	h_2	e_2	a_2	s_2
3	h_3	e_3	a_3	s_3
4	h_4	e_4	a_4	s_4

वायुगति अर्थात् एक मिनट में गुब्बारे द्वारा चली गई दूरी त्रिभुज ABC द्वारा ज्ञात की जा सकती है।

$$S = \frac{h}{\tan e}$$

7.63 बिन्दु गुब्बारे की आरोहण दर स्थिर मान लेना स्पष्टतः भ्रुष्टपूर्ण है। विशेषकर दिन में ऊँच वायु धाराएँ प्रबल होती हैं और आरोहण दर का विधुष्य क्रिया करती हैं। इसके प्रतिरिक्त आरोहण दर वायु घनत्व पर भी निर्भर करती है।

यदि भारे गुब्बारे पर लगा कुल उध्यापन बल (L_T) कुल निपट बहताता है। यह गुब्बारे द्वारा हटाई गई हवा के भार के बराबर होता है। यदि V गुब्बारे का आयतन, ρ हवा घनत्व तथा g गुरुत्व जनिव त्वरण हो, तो

$$L_T = V\rho g \quad (i)$$

समतल निपट (L) कुल निपट और गुब्बारे (मलग्न सामग्री सहित) के भार W अंतर से कहते हैं। अतः

$$L_T = L + W \quad (ii)$$

समतल निपट के कारण गुब्बारे में आरोही त्वरण उत्पन्न हो जाता है। जब गुब्बारा गतिशील होता है, तो हवा के बल (D) का प्रतिरोध (D) लगन लगता है।

$$D = K\rho v^2 d^2, \quad (iii)$$

जहाँ K स्थिरांक है तथा v और d क्रमशः गुब्बारे की गति और व्यास हैं।

$$\text{स्पष्टतः आयतन } V = \frac{1}{6}\pi d^3 \quad \text{or} \quad d = \left(\frac{6V}{\pi}\right)^{\frac{1}{3}}$$

$$\text{या } d^2 = \left[\frac{6(L+W)}{\pi\rho g}\right]^{\frac{2}{3}} \quad (iv)$$

जब D और L एक-दूसरे को मान्यता देते हैं, तो आरोहण दर (v) स्थिर हो जाती है। इस स्थिति में,

$$L = K\rho v^2 \left[\frac{6}{\pi} \left(\frac{L+W}{\rho g} \right) \right]^{\frac{2}{3}}$$

$$= K_1 \rho v^2 \left[\frac{L+W}{\rho g} \right]^{\frac{2}{3}}$$

$$\text{या } v = K \frac{L\rho^{-4}}{(L+W)^{\frac{2}{3}}} \quad (v)$$

मान लीजिए,

$$w = wE + wH$$

जहाँ wE = खाली गुब्बारे का भार और wH = हाइड्रोजन का भार

$$\therefore w = wE + v\rho Hg = wE + \frac{L+w}{\rho}\rho H$$

$$\begin{aligned} \therefore L+w &= L+wE + \frac{L+w}{\rho}\rho H \\ &= (L+wE) \left(\frac{\rho - \rho H}{\rho} \right) \end{aligned} \quad (vi)$$

(v) और (vi) से

$$v = K_2 \rho^{-\frac{1}{6}} \left(\frac{\rho - \rho H}{\rho} \right)^{\frac{1}{3}} \frac{L^{\frac{1}{2}}}{(L+wE)^{\frac{1}{2}}} \quad (vii)$$

इस सूत्र के अनुसार यदि भूमितल और किसी ऊँचाई पर वायु घनत्व क्रमशः ρ_0 तथा ρ तथा गुब्बारे की उड़वगति v_0 तथा v हो, तो

$$\frac{v}{v_0} = \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{6}}$$

विभिन्न ऊँचाईयो के लिए $\left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{6}}$ का मान इस प्रकार है

ऊँचाई (किमी)	0	2	4	6	8	10
$\left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{6}}$	1	1.04	1.08	1.11	1.15	1.19

अतः घनत्व परिवर्तन का प्रभाव कुछ ऊँचाईयो तक नगण्य किया जा सकता है। इस अवस्था में,

$$K_2 \rho^{-\frac{1}{6}} \left(\frac{\rho - \rho H}{\rho} \right)^{\frac{1}{3}} = K \text{ (स्थिरक)}$$

यदि v का मान मीटर प्रति मिनिट में लिया जाय, तो $K = 84$

$$\text{अतः आरोहण दर } v = 84 \frac{\sqrt{L}}{(L+wE)^{\frac{1}{2}}} \quad (viii)$$

7.64 गुब्बारे में एक सलगनी को, जिसे टन (ta l) कहते हैं, सलगन बरके प्रेसख नेने से आरोहण दर की बढिनाई दूर हा जाती है। गुब्बारे तथा टेल के सम्मिर्ति का भार है

लिए, स्वतंत्र लिपट (L) का मान उपलब्ध सारणियों द्वारा निश्चित किया जाता है। ये सारणियाँ मूत्र (viii) द्वारा ωE और v के विभिन्न मानों से L के मानों को समायांत्रित करके बनाई गई हैं।

7 65 प्रकाशीय थियोडोलाइट

इसमें एक दूरबीन होता है जो क्षैतिज और उर्ध्वाधर, दोनों तलों में घूम सकता है। यह बीच से 90° पर इस प्रकार मुड़ा जाता है कि नजिका (eye piece) का दृष्टिकोण अक्ष स्थिर रहता है जबकि अभिदृश्यक (object glass) ऊर्ध्व तल में घुमाया जा सकता है। समकोण माड के समीप घनाकार यंत्र में एक त्रिपाथ्व इस प्रकार रखा जाता है कि अभिदृश्यक से आती फिरौँ इसके द्वारा नेत्रिया की ओर परावर्तित हो जाएँ।

नजिका में त्रास तार या रेखा जाल (graticule) लगा होता है जिसको फोकस करने की व्यवस्था माघ में सलग्न रहती है। दूरदर्शी में गुब्बारे के उन्नताण तथा एजिमथ पढने के लिए पैमाने लग होते हैं।

7 66 रेडियो पवन प्रेक्षण (Radio Wind or Rawind)

मघाच्छन्न दिनों में जब गुब्बारा शीघ्र ही बादलों में छो जाता है, तो प्रकाशीय थियोडोलाइट उसका अनुसरण करने में असमर्थ हो जाता है। स्वच्छ आकाश में भी पायलट बेनून साधारणतः 10-12 किमी ऊँचाई तक पवन देने में समर्थ हो पाता है। जट वायुयानों की उड़ान के लिए और अधिक ऊँचाई के प्रेक्षण आवश्यक हैं। पर्याप्त ऊँचाई तक और मघाच्छन्न स्थितियों में पवन प्रेक्षण प्राप्त करने के लिए रेडियो विधि प्रयुक्त की जाती है। एक छोटा रेडियो ट्रांसमीटर गुब्बारे से सलग्न कर दते हैं, जिसके द्वारा संकेत प्राप्त करके धरती पर में रेडियो थियोडोलाइट, गुब्बारे के उन्नताण और एजिमथ अङ्कित करना जाता है।

रेडियो थियोडोलाइट एक दिशाई (directional) शक्तिशाली एंटेना होता है, जिसमें एक एरियल लगा होता है, जो मदा ट्रांसमीटर की ओर अभिविद्युत (Oriented) रहता है।

7 70 उच्चतर वायु तापमान और आद्रता मापन-रेडियो सोद

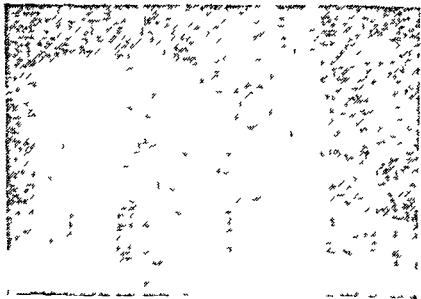
रेडियो माद वह यंत्र है जो वायुमण्डली के विभिन्न स्तरों (जहाँ से हावर वह गुजरता है) के वायुदाब, तापमान और आद्रता का मान रेडियो संकेतों द्वारा धरती पर स्थिर एंटेना का भेजता है। इस यंत्र का एक बड़े हाइड्रोजन भरे रबर के गुब्बारे के साथ सलग्न करके वायुमण्डल में छोड़ते हैं। इससे आने वाले संकेत धरती पर, रेडियो रिसेवर द्वारा ग्रहण किए जाते हैं, जो आवर्धित होकर एक रिकार्डर द्वारा अङ्कित होत रहत हैं। मध्य समुद्रतल से लगभग 30 किमी ऊँचाई तक के प्रेक्षण रेडियो सोद द्वारा प्राप्त किए जा सकते हैं।

रेडियो सोदे के मुख्य भाग निम्नांकित हैं

(1) सर्वदक तत्व

जो विभिन्न मौसम तत्वों के प्रति संवेदनशील होते हैं और उनका परिवर्तन नोट करते हैं। अधिकतर रेडियो सोद में निम्न व कम्प्लेस ही दाब मापन के लिए प्रयुक्त होता है।

तापमान के लिए एक द्विधातु (स्टील और ब्रॉज) की पत्ती सवेदक तत्त्व होता है। इसी पत्ती के माथे कोई आद्रता ग्राही पदार्थ या केश (hair) भी सलग्न कर देने हैं जो आद्रता की माप देता रहता है।



चित्र (7 16)

एक नवीन रेडियो सोदे, जिसे 1680 मेगा साइकल सैकण्ड के नाम से जाना जाता है, में सवेदक तत्त्वों का एक बक्का होता है। इसमें दाब के लिए निद्रैव डायफ्राम से युक्त एक बैरोम्बिच, तापमान के लिए एक थर्मिस्टर छड तथा आद्रता के लिए एक हाइग्रिस्टर प्रयुक्त किया जाता है।

(2) एक प्रणाली, जो सवेदक तत्त्वों के सकेतो को विद्युत कम्पन में परिवर्तित कर दे। यही प्रेषक को माडुलित करता है।

(3) रेडियो प्रेषक (Radio transmitter)।

(4) बटरी, जो यन्त्र को काय करने की शक्ति देता है।

घरती पर स्थित सग्रहक उपकरण में ए टेना सहित एक रेडियो रिसेीवर तथा एक रिक्वाडर होता है।

7 71 गुब्बारों की पहुँच से ऊपर वायुमण्डल के प्रेषणों के लिए मौसम वैज्ञानिक राकेटों का भी प्रयोग यदा कदा किया जाता है। भारत में पहला राकेट 21 नवम्बर, 1963 को त्रिवेन्द्रम के निकट धुम्बा से छोडा गया था।

7 80 राडार प्रक्षरण

राडार यन्त्र है जो रेडियो प्रतिध्वनि द्वारा किसी पिंड की उपस्थिति का

अभिज्ञान, कर लेता है, उसकी दिशा और दूरी निश्चित करता है तथा उसकी प्रकृति को पहचानता है।

राडार यंत्र द्वारा रेडियो स्पंद (Pulses) अंतरिक्ष में विकीर्ण की जाती हैं। ये रेडियो स्पंद वायुमण्डल में स्थित पदार्थों, जैसे—विमान, मेघ, जलकण आदि से टकराकर परावर्तित होती है और राडार यंत्र को पुनः प्राप्त होने पर इन पदार्थों की दूरी और दिशा का मकूत इन परावर्तित स्पंदों द्वारा प्राप्त हो सकता है।

सिद्धांत—प्रेषक अत्यंत उच्च निरंतरता (फ्रीक्वेंसी) की विद्युत चुम्बकीय स्पंद उत्पन्न करता है, जिसे एंटेना एक निर्धारित दिशा में विकीर्ण कर देता है। अंतरिक्ष में स्थित किसी वस्तु से टकरा कर ये विकीर्ण चारों ओर प्रकीर्ण हो जाते हैं। इस प्रकीर्ण विकिरण का एक भाग एंटेना द्वारा ग्रहण कर लिया जाता है। लौटी हुई स्पंद प्रतिध्वनि कहलाती है। प्रेषित और प्राप्त स्पंदों के बीच का समयान्तर सही-सही इलेक्ट्रॉनिक विधि द्वारा ज्ञात कर लिया जाता है। चूंकि विद्युत चुम्बकीय स्पंदों की गति ज्ञात होती है, अतः वस्तु की तयक दूरी आसानी से ज्ञात हो जाती है।

7 81 मेघकणों तथा जलकणों की वृद्धि के साथ स्पंदों की परावर्तन क्षमता में तजी से वृद्धि होती है और जब राडार यंत्र इन मेघकणों की दिशा में समायोजित किया जाता है, तो उसके पदों पर मेघकण चमकीले धब्बे में प्रतिबिम्बित होते रहते हैं। राडार विधि से लगभग 300 किमी दूरी तक आकाश पर दृष्टि रखी जा सकती है। फलतः चक्रवाती तूफानों को तट से पर्याप्त दूरी पर अभिज्ञात करने में ये बहुत सहायक सिद्ध होते हैं।

150 किमी दूर स्थित चक्रवाती अमिल राडार पदों पर चमकीले सफ़िल आकार के धब्बों में स्पष्ट हो जाता है।

7 82 एक राडार सिस्टम चार भागों में मिलाकर बना होता है —

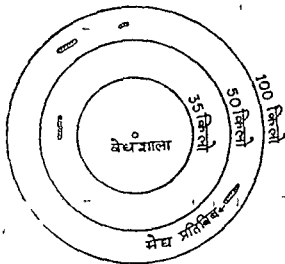
(1) प्रेषक—यह रेडियो ऊर्जा उत्पन्न करता है। (2) एंटेना—यह रेडियो ऊर्जा को स्पंदों के रूप में विकीर्ण करता है तथा परावर्तित होकर लौटती तरंगों को अन्तःसंछिन्न (intercept) करता है। (3) रिसेवर—यह वस्तु का अभिज्ञान करता है प्रवर्धन करता है तथा प्राप्त संकेतों को चाक्षुष रूप में रूपांतरित करता है। (4) सूचक (Indicator)—जिसके ऊपर प्राप्त संकेतों का प्रदर्शन होता है।

अधिकतर मौसम राडारों में प्रेषण और प्राप्ति, दोनों के लिए एक ही एंटेना प्रयुक्त होता है।

7 83 मौसम के राडारों में रेडियो तरंगों की निरंतरता 1500 से 30000 मेगासाइकिल/सेकण्ड तक होती है। तरंग दैर्घ्य के पदों में परिमर 1 सेमी से 20 सेमी तक होगा। भारत में प्रायः 3 और 10 सेमी के राडार प्रयोग में लाए जा रहे हैं।

7 84 प्रदर्शन सूचक दो प्रकार के होते हैं—

(1) पी० पी० आई० (प्लान पोजीशन इण्डीकेटर) जो प्रतिध्वनियों का अक्षर वटन दर्शाता है। यह ध्रुवीय नियामक (Polar coordinate) सिद्ध पर प्राप्त संकेतों का व्यवस्थित दृश्य प्रस्तुत करती है।



चित्र (7 18)

(2) आर० एच० आई० (रेज हाइट इण्डिकेटर)— यह प्रतिध्वनि के उच्च विस्तार की सूचना देता है। यह प्रतिध्वनि को उस नियामक पर प्रवर्णित करता है जिसकी भुजा पर प्रतिध्वनि की तियक ऊँचाई (वि०मी०) अंकित होती है। काटि प्रतिध्वनि की सही ऊँचाई (मीटर) व्यक्त करती है। कोटि का पमाना साधारणतः अक्षिबंधित कर दिया जाता है।

7 85 मौसम उपग्रह

दुर्गम स्थाना पर अथवा सागर तलो के प्रेक्षणो की कठिनाई कुछ सीमा तक मौसम उपग्रहो द्वारा हल कर दी गई है, जो नियमित रूप से मेघ और सौर विकिरण के प्रेक्षण भू-स्थिति ग्राही केन्द्रो को प्रेषित करते रहते हैं।

पहला, मानव निर्मित उपग्रह 1957 में छोड़ा गया तथा पहला मौसम उपग्रह 'टाइरास-1' (TIROS-1) 1 अप्रैल, 1960 को। अब अनेक देश तरह-तरह के प्रेक्षण एव संचार उपग्रह आकाश में छोड़ रहे हैं। इन्हें मुख्यतः दो प्रकारो में बाँटा जा सकता है—

1 भू-ससाधन प्रेक्षण उपग्रह (Earth Resource Satellite)

ये उपग्रह लगभग 800-1500 कि मी की ऊँचाई से पृथ्वी की परिभ्रमा करते हैं और 1 5 से 2 घण्टे के अन्तर ध्रुवीय कक्षा में एक-बचकर पूरा कर लेते हैं। गुरुत्व परिवर्तन तथा पृथ्वी के चुम्बकीय क्षेत्र से उपग्रह में जनित विद्युत क्षेत्र की अन्वय क्रिया (Interaction) के कारण उपग्रह की ऊँचाई में उतार चढ़ाव होता रहता है। उपग्रह परिक्रमा करते हुए स्वयं 10 से 12 बचकर प्रति मिनट अपने अक्ष पर परिभ्रमित होते हैं। इसी परिभ्रमण के कारण उपग्रह अपना आधार पृथ्वी की सतह के समांतर रख पाता है। इस तरह के उपग्रहो के उदाहरण हैं 'स्पाट (SFOT) लैंड सट (LAND SAT), भारतीय ससाधन उपग्रह (IRS) आदि। ये उपग्रह 30 से 80 मीटर के अन्तर पर

वस्तुओं को अलग अलग पहचान सकते हैं। लेकिन एक क्षेत्र का चित्र कम से कम 18 दिन के अंतराल पर ही मिल सकता है। ऐसे उपग्रहों का मुख्य उपयोग नदी के जल प्रदूषण क्षेत्र (Catchment) व भौतिक लक्षण जैसे—वन क्षेत्र, दनदल, ताल, नगियर, बाँध प्रस्ता क्षत्र आदि की जानकारी प्राप्त करने में हो सकता है।

2 पर्यावरण उपग्रह (Environmental Satellite)

य दो प्रकार के हैं—

(i) ध्रुवीय कक्षा में परिक्रमा करने वाले (polar orbiting)—जो लगभग 90 से 100 मिनट में एक चक्कर पूरा करते हैं और 24 घण्टे में एक ही क्षेत्र को दो चित्र प्रेषित कर सकते हैं। टाइरस, निम्बस (NIMBUS), एस्सा (ESSA), आइटास (ITOS) नोवा (NOAA) आदि इनमें उदाहरण हैं। उपग्रहों का जीवन-काल प्राय 3 से 7 वर्षों तक होता है।

(ii) भूस्थिर (Geostationary) उपग्रह—ये उपग्रह विषुव रेखा के ऊपर आकाश में पृथ्वी की गति के साथ समतुलन रखते हुए घूमते हैं। अत हमें ऐसा एक ही क्षत्र का चित्र प्राप्त करते रहते हैं। भारत की इनसैट (INSAT) प्रणाली इसी तरह का एक उदाहरण है। इसके कुछ मुख्य विवरण इस प्रकार हैं—

पहल पीढ़ी (Generation) के भारतीय राष्ट्रीय उपग्रह (Indian National Satellite—INSAT) प्रणाली में चार उपग्रह 1A, 1B, 1C और 1D छोड़े जाने थे जिनमें 1B और 1C अभी (1990) कार्यरत हैं। 1-B, 30 अगस्त 1983 को 74° पूर्वी देशांतर के विषुव रेखा पर लगभग 35000 किमी की ऊँचाई पर स्थापित किया गया। यह 'स्पेस डिपार्टमेंट', मौसम विभाग, मूचना व संचार मंत्रालयों तथा डाक-तार विभाग का संयुक्त प्रयास है। इनसैट 1-B बहुउद्देशीय प्रणाली है, जिसके तीन मुख्य अंग हैं—

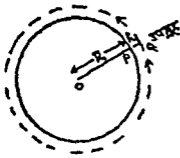
(क) मौसम यन्त्रािक—इसमें लगभग 20 कैमरा पर मौसम सम्बन्धी आँकड़े उपलब्ध होते हैं लगभग 100 डाटा कलेक्शन प्ण्टफॉर्म (DCP) तथा उनमें से 'डिजिस्टर वाणिग सिस्टम (DWS) स्थापित किए गये हैं। आँकड़े दो तरह के विम्बावली (Imageries) के रूप में प्राप्त होते हैं

(i) विजिबल बंड (0.55-0.75 माइक्रोमीटर)—इसका रिजोल्यूशन (resolution) 2.75 किमी है।

(ii) इन्फ्रारेड बंड (10.5-12.5 माइक्रोमीटर)—इसका रिजोल्यूशन 11 किमी है। इसकी विम्बावनी तापमान का बटन प्रस्तुत करती है।

786 उपग्रह के समतुलन का समीकरण सरलीकृत रूप में इस प्रकार प्राप्त किया जा सकता है

यदि h ऊँचाई पर v रेखिक गति से उपग्रह (Q) घूम रहा है तो इस पर लगा गुरुत्व बल के ट्रापसारी बल द्वारा समतुलित होगा, अत



चित्र (719)

$$G \frac{Mm}{(R+h)^2} = \frac{mv^2}{R+h}$$

जहाँ M और R क्रमशः पृथ्वी की मात्रा और त्रिज्या है, m उपग्रह की मात्रा और G गुरुत्वाकर्षण स्थिरांक है।

$$v^2 = \frac{GM}{R+h} \quad (i)$$

$$\text{चूँकि } g = \frac{GM}{R^2}, \quad (ii)$$

जहाँ g भूमितल पर गुरुत्व जनित त्वरण है।

(i) में (ii) का भाग देने से

$$\frac{v^2}{g} = \frac{R^2}{R+h}$$

∴

$$v^2 = g \frac{R^2}{R+h} \quad (iii)$$

7 87 टाइरस उपग्रह 107 सेमी व्यास और 56 सेमी ऊँचाई का एक बेलनाकार यंत्र है, जिसका भार लगभग 130 कि ग्राम होता है। इसके साथ टेलीविजन कैमरा सलग्न होता है। टाइरस लगभग 800 किमी की ऊँचाई पर पृथ्वी की एक परिभ्रमा 90 से 100 मिनट में पूरा करते हैं। कैमरा लगभग 1200 वर्ग किमी का क्षेत्र एक साथ दृष्टिगत रखता था।

निम्बस, एस्ता, नोबा और माइटास उपग्रह अपेक्षाकृत अधिक क्लिष्ट उपकरणों से युक्त हैं।

टेलीविजन कैमरा पृथ्वी तल की ओर अभिविद्यस्त (oriented) होते हैं, अतः बादलों के चित्र और स्वच्छ आकाश वाले भू भागों में हिमाच्छादान, मरुस्थल तथा विस्तृत वनों के चित्र खींचते हैं। उपग्रह में इन्फ्रारेड बैंड के विकिरण का माप लेने के लिए भी उपकरण सलग्न होते हैं। इससे मेघ या वायुमण्डल के तापमान का पता चल सकता है।

7 88 उपग्रह द्वारा प्रेषित मेघ-चित्रों के सकेतो को, हर देश जब उसके ऊपर से उपग्रह गुजर रहा हो, धरती पर ग्राही (रिसीवर) उपकरण द्वारा प्राप्त कर सकता है। इस उपकरण को ए०पी०टी० (ऑप्टोमेट्रिक पिक्चर ट्रांसमिशन) कहते हैं। ए०पी०टी० रिसीवर लगभग 1600 किमी त्रिज्या के क्षेत्र के फोटोग्राफ सीधा उपग्रह द्वारा प्राप्त करता है।

7 89 ए०पी०टी० केन्द्रों द्वारा प्राप्त मेघ चित्रों से मेघ प्रकार और ऊँचाई, वायु-दिशा तथा जेटधारा का ज्ञान भी प्राप्त किया जा सकता है। फोटोग्राफ की चमक, प्रतिरूप (कोशिक युक्त बैंड युक्त, रोमयुक्त आदि), गठन (रेशेदार, चिकना, गुम्बदाकार आदि सरचना, आकृति तथा आकार के सूक्ष्म विश्लेषण से विभिन्न मेघ प्रकार पहचाने जाते हैं।

वस्तुओं को अलग अलग पहचान सकते हैं। लकिन एक क्षेत्र का चित्र कम से कम 18 दिन के अंतराल पर ही मिल सकता है। ऐसे उपग्रहों का मुख्य उपयोग नदी के जल ग्रहण क्षेत्र (Catchment) के भौतिक लक्षण जैसे—वन क्षेत्र, दलदल, ताल, ग्लेशियर, बाढ़ प्रस्त क्षत्र आदि की जानकारी प्राप्त करने में हो सकता है।

2 पर्यावरण उपग्रह (Environmental Satellite)
ये दो प्रकार के हैं—

(i) ध्रुवीय कक्षा में परिक्रमा करने वाले (polar orbiting)—जो लगभग 90 से 100 मिनट में एक चक्कर पूरा करते हैं और 24 घण्टे में एक ही क्षत्र को दो चित्र प्रेषित कर सकते हैं। टाइरस, निम्बस (NIMBUS), एस्सा (ESSA), भाइटास (ITOS) नोवा (NOAA) आदि इनके उदाहरण हैं। उपग्रहों का जीवन-काल प्रायः 3 से 7 वर्षों तक होता है।

(ii) भूस्थिर (Geostationary) उपग्रह—ये उपग्रह विषुवत् रेखा के ऊपर आकाश में पृथ्वी की गति के साथ सतुलन रखते हुए घूमते हैं। अतः हमेशा एक ही क्षत्र के चित्र प्राप्त करते रहते हैं। भारत की इनसैट (INSAT) प्रणाली इसी तरह का एक उदाहरण है। इसने कुछ मुख्य विवरण इस प्रकार है—

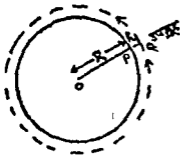
पहल पीढ़ी (Generation) के भारतीय राष्ट्रीय उपग्रह (Indian National Satellite—INSAT) प्रणाली में चार उपग्रह 1A, 1B, 1C और 1D छोड़े जाने के जिनमें 1B और 1C अभी (1990) कार्यरत हैं। 1-B 30 अगस्त 1983 को 74° पूर्वी दशांतर के विषुवत् रेखा पर लगभग 35000 किमी की ऊँचाई पर स्थापित किया गया। यह स्पेस डिपार्टमेंट, मौसम विभाग, सूचना व संचार मंत्रालयों तथा डाक-तार विभाग का संयुक्त प्रयास है। इनसैट 1-B बहुउद्देश्यीय प्रणाली है जिसके तीन मुख्य भाग हैं—

(क) मौसम वनानिक—इसमें लगभग 20 कैमरों पर मौसम सम्बन्धी भाँकड़े उपलब्ध होते हैं लगभग 100 डाटा कलेक्शन प्ण्टफाम (DCP) तथा उनमें ही डिजास्टर वार्निंग सिस्टम (DWS) स्थापित किए गये हैं। भाँकड़े दो तरह के बिम्बावली (imageries) के रूप में प्राप्त होते हैं

(i) विजियल बंड (0.55-0.75 माइक्रोमीटर)—इसका रिजॉल्यूशन (resolution) 2.75 किमी है।

(ii) इन्फ्रारड बंड (10.5-12.5 माइक्रोमीटर)—इसका रिजॉल्यूशन 11 किमी है। इसकी बिम्बावली तापमान का बटन प्रस्तुत करती है।

7.86 उपग्रह व सतुलन का समीकरण सरलीकृत रूप में इस प्रकार प्राप्त किया जा सकता है
यदि h ऊँचाई पर v रेखिक गति से उपग्रह (Q) घूम रहा है तो इस पर लगा गुरुत्वाकर्षण बल व सतुलन बल द्वारा सतुलित होगा, अतः



चित्र (719)

$$G \frac{Mm}{(R+h)^2} = \frac{mv^2}{R+h},$$

जहाँ M और R क्रमशः पृथ्वी की मात्रा और त्रिज्या है, m उपग्रह की मात्रा और G गुरुत्वाकर्षण स्थिरांक है।

$$v^2 = \frac{GM}{R+h} \quad (i)$$

$$\text{चूँकि } g = \frac{GM}{R^2}, \quad (ii)$$

जहाँ g भूमितल पर गुरुत्व जनित त्वरण है।

(i) में (ii) का भाग देने से
$$\frac{v^2}{g} = \frac{R^2}{R+h}$$

$$v^2 = g \frac{R^2}{R+h} \quad (iii)$$

7 87 टाइरस उपग्रह 107 सेमी व्यास और 56 सेमी ऊँचाई का एक बेलनाकार यंत्र है, जिसका भार लगभग 130 कि ग्राम होता है। इसके साथ टेलीविजन कैमरा सलग्न होता है। टाइरस लगभग 800 किमी की ऊँचाई पर पृथ्वी की एक परिक्रमा 90 से 100 मिनट में पूरा करते हैं। कैमरा लगभग 1200 वर्ग किमी का क्षेत्र एक साथ दृष्टिगत रखता था।

निम्बस, एस्सा, नोवा और प्राइटास उपग्रह अपेक्षाकृत अधिक क्लिष्ट उपकरणों से युक्त हैं।

टेलीविजन कैमरा पृथ्वी तल की ओर अभिविद्यस्त (oriented) होते हैं, अतः बादलों के चित्र और स्वच्छ आकाश वाले भू-भागों में हिमाच्छादान, महस्यल तथा विस्तृत वनों के चित्र खींचते हैं। उपग्रह में इन्फ्रारेड बैंड के विकिरण का माप लेने के लिए भी उपकरण सलग्न होते हैं। इससे मेघ या वायुमण्डल के तापमान का पता चल सकता है।

7 88 उपग्रह द्वारा प्रेषित मेघ-चित्रों के सकेतों को, हर देश जब उसके ऊपर से उपग्रह गुजर रहा हो, धरती पर ग्राही (रिसीवर) उपकरण द्वारा प्राप्त कर सकता है। इस उपकरण को ए०पी०टी० (प्रॉटोमेटिक पिक्चर ट्रांसमिशन) कहते हैं। ए०पी०टी० रिसीवर लगभग 1600 किमी त्रिज्या के क्षेत्र में, फोटोग्राफ सीधा उपग्रह द्वारा प्राप्त करता है।

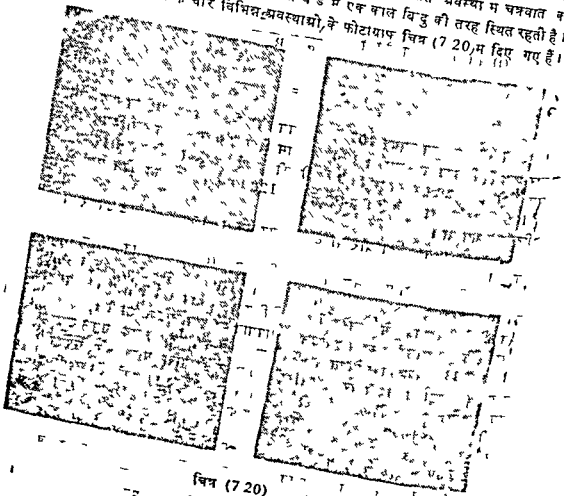
7 89 ए०पी०टी० केन्द्रों द्वारा प्राप्त मेघ चित्रों से मेघ प्रकार और ऊँचाई, वायु-निशा तथा जेटधारा का ज्ञान भी प्राप्त किया जा सकता है। फोटोग्राफ की चमक, प्रतिरूप (कोशिक युक्त बैंड युक्त, रोमयुक्त आदि), गटन (रेशेदार, चिक्ना, गुम्बदाकार आदि संरचना, आकृति तथा आकार के सूक्ष्म विश्लेषण से विभिन्न मेघ प्रकार पहचाने जाते हैं।

यद्यपि अनुभव के आधार पर यह स्पष्ट हो गया है कि ए०पी०टी० मेघ चित्रों के अध्ययन के लिए मघों को केवल तीन मुख्य प्रकारों में बाटना उपयुक्त है, ताकि वे एक-दूसरे से भ्रमलय सही सही पहचाने जा सकें। ये प्रकार (1) कपासी मेघ (2) स्तरी मेघ (3) पक्षाम मेघ हैं।

विकसित कपासी वर्षा मेघ, अपनी छाया वाले अर्धे भाग तथा निहाई आकृति के कारण सरलता से पहचान लिए जाते हैं।

मेघ रहित आकाश के नीचे हिमाच्छादित भू-भागों तथा रेगिस्तानों के चित्र भी बादलों की भांति ही सफेद और चमकीले दिखाई देते हैं। किंतु सोमाय-भूोल और समकालीन दाव प्रणालियों की जानवारी से इन्हें पहचान लेना सरल कार्य है। सूक्ष्म निरीक्षण से इनके प्रतिरूप और गठन का अंतर भी नोट किया जा सकता है। इफारेड विम्बावली के तापमान वटन से भी बादलों के प्रकार का अनुमान लगता है।

चक्रवाती तूफान में मेघ वायुप्रवाह के प्रभाव से मणिल प्रतिरूप ग्रहण कर लेते हैं, जिससे उन्हें आसानी से पहचाना जा सकता है। पर्याप्त विकसित अवस्था में चक्रवात की आस (मेघ रहित) सफेद मेघ के चमकीले बैंड में एक बाल बिंदु की तरह स्थित रहती है। एक समुद्री चक्रवात के चार विभिन्न अवस्थाओं के फोटोग्राफ चित्र (7 20) में दिए गए हैं।



चित्र (7 20)

790 प्रेक्षणों के संग्रह और वितरण की संचार व्यवस्था

ममकालीन (Synoptic) आवश्यकताओं की पूर्ति के लिए मसार की हजारों वेध-शाखाओं तथा समुद्री जहाजों द्वारा लिए गए प्रेक्षणों का तुरत (2-3 घंटे के भीतर) सभी पूर्वानुमान केन्द्रों को प्राप्त हो जाना अभीष्ट है। इसके लिए एक मजबूत दूर-संचार व्यवस्था अनिवार्य है।

भारत में सभी वेधशाखाएँ प्रेक्षण लेने के तत्काल बाद उन्हें प्राथमिकता के भू लाइन तारों, वेतार, टेलीफोन संयंत्रों, टेलीप्रिंटरों द्वारा क्षेत्रीय मौसम केन्द्रों को प्रेषित कर देती हैं, जहाँ से वे टेलीप्रिंटर और टेलीक्स परिपथ द्वारा सभी केन्द्रों को वितरित कर दिए जाते हैं। सभी क्षेत्रीय केन्द्र टेलीप्रिंटर परिपथ द्वारा बम्बई व दिल्ली स्थित मुख्य संचरण केन्द्र से जुड़े होते हैं।

अंतर्राष्ट्रीय प्रसारण के लिए साय-साय ही सभी प्रेक्षण, नई दिल्ली स्थित अंतर्राष्ट्रीय संचरण केन्द्र में एकत्र होते हैं। साय ही रूस, बर्मा, मलाया तथा सलग्न महासागरों के प्रेक्षण भी इस केन्द्र में आते हैं। इन सभी प्रेक्षणों को प्राप्त होते ही एककी शक्ति में यह अंतर्राष्ट्रीय केन्द्र पूरा अमेरिका, यूरोप, अफ्रीका, जापान, आस्ट्रेलिया तथा अन्य देशों के लिये प्रसारित कर देता है। एशिया में दिल्ली की ही भाँति टोकियो तथा साबारोवस्क (रूस) में अंतर्राष्ट्रीय संचरण केन्द्र और हैं।

इनके अतिरिक्त, नई दिल्ली में एक उत्तरी गोलार्द्ध प्रेक्षण विनिमय केन्द्र है, जिसमें दिल्ली-मास्को तथा दिल्ली-टोकियो के बीच द्विमार्गी रेडियो टेलीटाइप की व्यवस्था है। संचार के कुल 5 विनिमय केन्द्र फ्रांकफर्ट, मास्को, नई दिल्ली, यूवाक और टोकियो, एक दूसरे में सीधे या परोक्ष रूप से जुड़े होते हैं और पूरे उत्तरी गोलार्द्ध की मौसम सामग्रियों का एकत्रीकरण और वितरण करते हैं।

अगस्त 1983 से 'इनसैट' (INSAT) मौसम उपयोग द्वारा भी पर्याप्त आकड़े मौसम विज्ञान विभाग के '20 केन्द्र' (Data Utilisation Centre) को तत्काल प्राप्त होते हैं।

इस प्रकार, कुछ घंटों में पूरे उत्तरी गोलार्द्ध के मौसम प्रेक्षण नई दिल्ली में प्राप्त हो जाते हैं, जिन्हें मानचित्रों पर अंकित करके मौसम चाट तैयार किया जाता है। इसी प्रकार पूरा में हिंद महासागर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध के प्रेक्षण एकत्र करके अंकित किए जाते हैं तथा मौसम चाट तैयार किए जाते हैं।

791 मौसम मानचित्रों का अंकन

इतने व्यापक मौसम प्रेक्षणों के त्वरित संचरण के लिये यह आवश्यक है कि प्रेक्षणों का मानक रूप से सक्षिप्तिकरण हो। यह कार्य विश्व मौसम वैज्ञानिक संघक तत्वावधान में तैयार किए गए मानक संख्यात्मक कोड प्रणाली द्वारा किया जातक है। ये कोड मौसम कार्यालयों में इस प्रकार प्रचलित हैं, जैसे साधारण बोल चाल की भाषा।

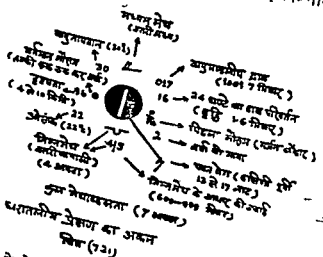
उदाहरण के लिए भारतीय वेधशाखाएँ, धरातलीय प्रेक्षणों के मुख्य तत्व 'इस' प्रकार रिपोर्ट करती हैं

- (1) YYGG — दिनांक (YY) और प्रेक्षण का क्रमसं (GG)
- (2) RRRD_L — पिछले प्रेक्षण में वाद हुई वर्षा (मिमी) (RRR)

- (iii) $Nddff$
- (iv) $VV_{ww}W$
- (v) $PPPTT$
- (vi) $NhC_LhC_{\sqrt{f}}C_H$
- (vii) $T_dT_d^9P_{24}P_{24}$
- (viii) $7RR \frac{TnTn}{T_xT_x}$

- निम्न और मध्यम मेघा के गति की दिशा क्रमश D_L और $D_{\sqrt{f}}$
- कुल मेघाच्छन्नता का मान (प्रष्टमांशों में) (N), वायु की दिशा (dd) और गति (ff)
- दृश्यता का मान (VV), वतमान मौसम अवस्था (ww) तथा पिछला मौसम (W)
- वायुदाय (PPP) तथा तापमान (TT)
- निम्न मेघों की मात्रा (Nh), निम्न मेघ प्रकार (C_L), निम्नतम मेघ की ऊँचाई (h) मध्यम मेघ प्रकार ($C_{\sqrt{f}}$) तथा उच्चमेघ प्रकार (C_H)
- भ्रोसाव (T_dT_d) तथा पिछले 24 घण्टों में बायातर ($P_{24}P_{24}$)
- वर्षा की मात्रा सेमी में (RR) जो RRR में दिए गए वर्षा को प्रमाणित करने के लिए प्रयुक्त होती है, निम्नतम तापमान (TnTn) या उच्चतम तापमान (T_xT_x)

इन कोडित प्रेक्षणों को मौसम मानचित्रों में यथास्थान एक मानकीकृत मॉडल की धाकृति में अंकित करते हैं। उपयुक्त प्रकार के प्रेक्षणों के लिए निम्नांकित मॉडल प्रयुक्त होता है।



विभिन्न प्रकार के प्रेक्षणों, जैसे-जहाजों के प्रेक्षण पायलट गुम्बारा प्रेक्षण रेडियो सो-दे राडार तथा उपग्रहों के प्रेक्षणों धादि के लिए अलग अलग प्रकार के कोड निर्धारित किए गए हैं।

792 उवाहरण

एक समकालीन मौसम सदेश का वास्तविक नमूना इस प्रकार है

0303 0202 70215 60910 95612 04825 42464 20953

सामान्य भाषा में इसका तात्पर्य निम्नांकित है—

पहला ग्रुप 0303 महीने की तीसरी तारीख और 03 जी एम टी (0830 भारतीय मानक समय) व्यक्त करना है।

RRR	(020)	वर्षा (पिछले 24 घंटे में) 020 मिमी
D _L	(2)	निम्न मेघों की गति की दिशा-पूर्वी
D _M	(1)	मध्यम मेघों की दिशा-अनिश्चित
N	(6)	कुल मेघाच्छन्नता-6 अष्टमांश
dd	(09)	वायु दिशा-पूर्वी (090 अंश)
ff	(10)	घरातलीय वायुगति-(10 नॉट)
VV	(95)	घरातलीय दृश्यता-2000 से 4000 मीटर
ww	(61)	वर्तमान मौसम-अविरत वर्षा
W	(2)	पिछला मौसम-प्राये से अधिक प्रकाश मेघाच्छन्न
PPP	(048)	वायुदाब-1004.8 मिलीबार
TT	(25)	तापमान = 25°C
Nb	(4)	निम्न मेघों से मेघाच्छन्नता = 4 अष्टमांश
C _L	(02)	निम्न मेघ का प्रकार-मोटे विस्तार का कपासी
h	(4)	निम्न मेघ के आकार की ऊँचाई-300-599 मीटर
C _M	(6)	मध्यम मेघ का प्रकार-मध्य कपासी
C _H	(4)	उच्च मेघ का प्रकार-पक्षाम
T _d T _d	(20)	शोसाक = 20°C
P ₂₁ P ₂₄	(53)	पिछले 24 घंटे में दाब का परिवर्तन = -0.3 मिलीबार
RR	(02)	पिछले 03 जी एम टी से वर्षा (सेमी) में 2 सेमी
TnTn	(15)	निम्नतम तापमान = 15°C

विश्व मौसम चौकसी (World Weather Watch)

पृथ्वी की सतह की मौसम दशाओं के अध्ययन के लिये 24 घंटे की अवधि में लगभग 1,00,000 प्रेक्षणों तथा ऊपरी वायुमण्डल के लगभग 11,000 प्रेक्षणों का अभिलेख किया जाता है। ये प्रेक्षण विश्व के सभी देशों में स्थित लगभग 8000 स्थल केन्द्रों से लिए जाते हैं। भारत में इस समय 560 घरातलीय वेधशालाएँ, 80 पवन सूचक गुब्बारा वेधशालाएँ, 30 रेडियो ध्वजात्मक वेधशालाएँ तथा 28 रेडियो पवन वेधशालाएँ हैं। इनमें मौसमी उपग्रहों व राकेटों से प्राप्त सन्केतो का भी समावेश होता है।

प्रेक्षणों का अंतर्राष्ट्रीय, राष्ट्रीय, प्रादेशिक व महाद्वीपीय केन्द्रों द्वारा संग्रह किया जाता है और ये सामूहिक सन्देश के रूप में सभी देशों को पुनः संचारित कर दिए जाते हैं। इनमें प्राप्त सूचनाएँ विश्व मौसम मानचित्रों पर आलेखित आधारभूत आकड़े होते हैं। साधारणतः ये मानचित्र छ घण्टे के अन्तराल या कभी कभी इससे भी कम अन्तराल पर तैयार किये जाते हैं। ये आकड़े वर्तमान मौसमी दशाओं का विश्लेषण और मौसम की भविष्यवाणियों के साधन हैं।

वायु राशियाँ और वाताग्र (Airmasses and Fronts)

8 10 वायु राशि (Airmass)

हवा के भौतिक गुण मुख्यतः उसके तापमान और आद्रता पर निर्भर करते हैं। प्रायः कुछ सौ या कभी-कभी कुछ हजार वर्ग किलोमीटर के क्षैतिज विस्तार की वायु, मये तत्त्व लगभग समान पाए जाते हैं। क्षैतिज रूप में विस्तृत, माटी तह वाली हवा की एक बड़ी राशि, जिसके भौतिक गुण जैसे तापमान, आद्रता, हास दर आदि का क्षैतिज घावटन, यूनाधिक समान हो, वायु राशि कहलाती है। जहाँ से उपयुक्त भौतिक गुणों में एकाएक असमानता प्रकट होने लगती है, वही वायु राशि की सीमा समझी जाती है। किसी स्थान की वायु राशि के समान भौतिक गुणों से युक्त होने का कारण यह है कि एक ही स्थान पर, जिसे स्रोत-क्षेत्र कहते हैं वायु राशि को पर्याप्त समय तक स्थिर रहना पड़ता है। इस स्थिरता के कारण वायु राशि की निम्न तह, अपने नीचे के घरातल की भौतिक विशेषताओं को ग्रहण कर लेती है, जो कालान्तर में ऊपर की तहों तक पहुँच जाती हैं। यह प्रक्रम पूरा होने में प्रायः 4-5 दिन लग जाते हैं परन्तु इसके लिए यह आवश्यक है कि सतह स्वयं पर्याप्त सम (homogeneous) हो। विस्तृत थल या जल के भाग प्रायः वायु राशियाँ के लिए अच्छे स्रोत क्षेत्र बन सकते हैं।

उच्च दाब क्षेत्र साधारणतः पूरुष रूप से या तो थल पर या महासागरों पर विस्तृत रहते हैं। इनमें अवतलन प्रवाह के कारण, वायु स्वतः जल या थल के सम सतहों पर फैलती जाती है तथा धीरे-धीरे सतह के भौतिक गुण प्राप्त कर वायु राशि का रूप धारण कर लेती है। इसके विपरीत निम्न दाब क्षेत्र में, जहाँ अभिसरण और आरोही वायु धाराएँ प्रमुख होती हैं, ऊपर उठती वायु सदा नवीन वायु द्वारा विस्थापित होती रहती है। इस प्रकार निम्न दाब क्षेत्र की वायु अपने भौतिक गुण तजी से बदलती रहती है अतः वायु राशियाँ जनित करने में असमर्थ हैं। पृथ्वी पर स्थित स्थायित्व उच्चदाब क्षेत्र ही वास्तव में वायु राशि जनित करने में मुख्य स्रोत हैं।

8 11 वायु राशियाँ अपने अपने ज्ञान क्षेत्रों का छोड़कर दूसरे क्षेत्रों पर से गुजरते समय अपने गुणानुसार उन क्षेत्रों का भी परिवर्तित करती जाती हैं तथा स्वयं भी प्रतिष्ठित परिवर्तन परित्यक्त होता रहती हैं। किसी वायु राशि की प्रवृत्ति तथा उमक भौतिक गुणों के अनुसार वे अनेक प्रकार के वाताग्रों का निर्माण करती हैं।

(1) स्रोत क्षेत्र (source-region)

पृथ्वी के वे विस्तृत और सम क्षेत्र जहाँ से वायु-राशि अपने मौलिक भौतिक गुणों को प्राप्त करती है, स्रोत क्षेत्र कहलाते हैं।

(2) वायु राशि का माग

पर्याप्त दूर चलने के बाद विभिन्न प्रकृति और गुणों से युक्त सतहों से गुजरने के कारण, वायु-राशि के मगठन (Composition) में पर्याप्त परिवर्तन आ-सकता है।

(3) वायु राशि की यात्रा

वह समय जो वायु राशि, स्रोत-स्थल से अंतिम स्थान तक की यात्रा में लगाती है, वायु राशि की आयु कहलाती है। यात्रा के दौरान विभिन्न सतहों के सम्पर्क में आने से तथा दाब प्रणालियों द्वारा विभुब्ध होते रहने से, वायु राशि शन शन अपने मौलिक गुण खोती रहती है और एक स्थल पर उसके तमाम मौलिक गुण प्राप्त पाम के वायु मण्डल में प्रवार विलीन हो जाते हैं कि इस वायु राशि को अलग करके पहचान, पाना सम्भव नहीं हो पाता। यही उसने यात्रा का अंतिम स्थल माना जाता है।

8 12 स्रोत-क्षेत्र की प्रकृति

वायु राशि में तापमान और आद्रता की क्षतिज समता एक अनिवार्य विशेषता है। इसके लिए स्रोत-क्षेत्रों की एक विस्तृत सम सतह होनी आवश्यक है, जो सामान्यतः स्थायित्व तथा प्रणालिमा में ही पायी जाती हैं।

यदि वायु-राशि इस प्रकार की सतहों पर 3 से 5 दिन तक स्थिर रहे, तो विकिरण और विभुब्ध मिश्रण द्वारा वायु राशियों में इन गुणों का समावेश तब दर-तब होता जाता है। इस प्रिया के लिए विशेष सुविधाजनक स्थिति यह है कि बहा के भूमि तल की हवा का सामान्य प्रवाह बहुत धीमा और बहिर्गामी अथवा अपसरण की विशेषताओं से युक्त हो। अपसरण युक्त वायु की गति, सतह पर फैलने की प्रवृत्ति के कारण अधिक सम होने की सुविधा पा सकेगी। इसके विपरीत अभिसरण (Convergent) प्रवाह में तापमान विपत्ति (Contrast) घटित होने के कारण वायु विभुब्ध होकर ऊपर उठती रहेगी, जिसके स्थान पर नई नई वायु राशियाँ अभिमरित होकर असमान प्रवाहों का सिलसिला जारी रखेंगी।

अतः स्पष्ट है कि वायु-राशियों के सबसे उत्तम स्रोत क्षेत्र पृथ्वी के वे स्थायित्व उच्च दाब क्षेत्र ही बने सकते हैं, जो पर्याप्त सम सतह पर जनित हुए हों।

8 13 जल और धल के विपत्ति के कारण, प्रतिचक्रवातों की स्थितियाँ ग्रीष्म और शीत काल में अलग अलग पाई जाती हैं। इसी कारण वायु राशियों के स्रोत-क्षेत्र भी ऋतुओं के अनुसार ही पाये जाते हैं। सदियों में प्रतिचक्रवात मुख्यतः महाद्वीपीय क्षेत्रों में स्थित होते हैं जबकि गर्मियों में महासागरीय क्षेत्रों की ओर स्थानांतरित हा जाते हैं और इनका तीव्रता भी अपेक्षाकृत बहुत कम हो जाती है।

8 14 उत्तरी गोलार्द्ध के स्रोत क्षेत्र—सदियों में

उत्तरी गोलार्द्ध में शीत ऋतु में वायु राशियों के निम्नांकित 8 प्रमुख स्रोत क्षेत्र हैं —

(1) आर्कटिक क्षेत्र (Arctic region)

ये आर्कटिक क्षेत्र (ध्रुवीय क्षेत्रों का उत्तरी भाग 70° 90° अक्षांश) के तुषार और हिम से ढके वे भाग हैं जहाँ ध्रुवीय प्रति चक्रवात स्थायी रूप से स्थित होता है। यहाँ भ्रमण प्रवाह प्रमुख होता है, हवा बहुत धीमी तथा साधारणतः उत्तर दिशा से बहती है और वायु राशि लम्बे समय तक प्रति शीतल सतह के सम्पर्क में रही होती है। हिम क्रिस्टल बुराहा इस वायु राशि की प्रमुख जलोल्ल्कारण (hydrometeor) है। वायु राशि से कभी-कभी स्तरी मेघ बन जाते हैं। यह वायु-राशि प्रबल रूप से स्थायी होती है।

(2) ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र (Polar Continental region)

महाद्वीपीय उच्च दाब क्षेत्र के अन्तर्गत ये तुषार से ढके पल भाग हैं, जहाँ अत्यन्त शीतल, शुष्क और स्थायी वायु-राशि जनित होती है। वायु धीमी तथा उत्तरी दिशा वाली होती है। ह्लास दर बहुत कम होता है तथा भूमि तल व्युत्क्रमण साधारणतः प्रमुख होता है। कनाडा तथा उत्तरी यूरोप एशिया के तुषार युक्त भू-भाग, इस प्रकार के क्षेत्र हैं। वे क्षेत्र प्रायः 55 अक्षांश से ऊपर ही मिलते हैं।

(3) महासागरीय उष्ण कटिबन्धीय क्षेत्र (Tropical maritime region)

ये मुख्यतः दो क्षेत्र हैं (i) अक्षांश महासागर और (ii) अटलांटिक महासागर जो उप-उष्ण कटिबन्धीय प्रतिचक्रवात के प्रभाव क्षेत्र में पड़ते हैं। इसके अतिरिक्त अन्य खाडियाँ तथा जलीय भाग भी इसी प्रकार के क्षेत्र हैं, जो महासागरीय उष्ण तथा नम वायु राशियाँ जनित करते हैं। ये क्षेत्र प्रायः 40 से 45 अक्षांशों के बीच सीमित हैं। उप उष्ण कटिबन्धीय प्रतिचक्रवातों के पश्चिमी भागों में वायु राशि अस्थायी होती है, जिसके फलस्वरूप वहाँ कपासी मेघ सामान्य होते हैं। परन्तु पूर्वी किनारों पर वायु राशि स्थायी होती है और भ्रमण प्रवाह प्रमुख होता है।

(4) उष्ण कटिबन्धीय महाद्वीपीय क्षेत्र

उत्तरी अफ्रीका के विस्तृत मरुस्थल पर सदियों से प्रतिचक्रवाती प्रवाह प्रमुख रहता है, जो शुष्क अल्पदाबत उष्ण तथा ऊपर से स्थायी वायु-राशियों का प्रजनन करता है। इस वायु राशि में साधारणतः आसमान स्वच्छ रहता है। अफ्रीका का यह क्षेत्र प्रायः 20 से 0 अक्षांशों के बीच सीमित है।

(5) और (6) संक्रमण के क्षेत्र (Region of transition)

ये दो क्षेत्र हैं (i) वह क्षेत्र जहाँ, अतिशीतल आर्कटिक और ध्रुवीय वायु राशियाँ ठण्डी महासागरीय धाराओं के ऊपर से बहती हैं। (ii) वह क्षेत्र जहाँ आर्कटिक और ध्रुवीय राशियाँ उष्ण महासागरीय धाराओं के ऊपर से प्रवाहित होती हैं। इस अवस्था में ये शीतल हवाएँ तभी स परिवर्तित होती हैं। ये तापमान तथा आद्रता का साम करती हैं, जिसके परिणामस्वरूप उनमें अस्थायित्व का गुण आ जाता है। इस प्रकार के संक्रमण क्षेत्रों में कपासी मेघ और बोझा युक्त वर्षा सामान्य घटना है। वायु प्रवाह इन क्षेत्रों में प्रायः उत्तरी होता है।

इस प्रकार के स्रोत क्षेत्रों की एक विशेषता यह भी है कि ये प्रमुख रूप से उच्च दाब क्षेत्र न होकर, अपेक्षाकृत निम्न दाब क्षेत्र होते हैं। ऐसे सत्रमण क्षेत्र 55 से 70 ग्रम प्रशासो के बीच पढ़ने वाले सागरीय क्षेत्र होते हैं।

(7) विषुवत रेखीय क्षेत्र

यह व्यापारिक हवाओं के बीच की अत्यधिक समान प्रकृति की विषुवत् रेखीय पेटिका है, जिसका अधिकांश भाग महासागरीय है। परिणामस्वरूप इस क्षेत्र में उत्पन्न वायु राशियाँ उष्ण, अत्यधिक आद्र तथा अस्थायित्व के गुणों से युक्त होती हैं। ये क्षेत्र उत्तरी गोलार्ध में 8 से 10 ग्रम प्रशासो के मध्य स्थित है, जो प्रमुख रूप से निम्न दाब प्रणालियों से प्रभावित रहते हैं। इस क्षेत्र में उष्ण और धीमी पूर्वी हवाएँ चलती हैं। ऊर्ध्व विस्तार के मेघ तथा उनसे सम्बंधित भूभा और तीव्र वर्षा इस क्षेत्र की सामान्य विशेषताएँ हैं।

(8) मानसून क्षेत्र

ये शीत मानसून प्रकार की एक विशिष्ट वायु राशि के जनक क्षेत्र हैं, दक्षिण तथा जा दक्षिणी-पूर्वी एशिया में विस्तृत हैं। शीत मानसून वे ठण्डी और शुष्क हवाएँ हैं, जो उच्च प्रशासो के महाद्वीपीय भाग में चलकर, प्रतिचक्रवाती प्रवाह के प्रभाव भारत और बहती हैं। इही वायु-राशिया के कारण इन क्षेत्रों की सर्दियाँ ठण्डी और शुष्क होती हैं।

8 15 उत्तरी गोलार्ध के स्रोत-क्षेत्र-गमियों में

गमियों में जल और थल के तापमान विपर्यास में पर्याप्त कमी आ जाती है। निम्न और उच्च प्रशासो के बीच भी तापमान प्रवणता घट जाती है। परिणामस्वरूप प्रतिचक्रवाती प्रवाह मंद हो जाता है और वायु राशियों के स्रोत क्षेत्र सर्दिया की तुलना में सामान्यतः कमजोर पाए जाते हैं। उत्तरी गोलार्ध की गमियों में 6 प्रमुख स्रोत-क्षेत्र पाए जाते हैं।

(1) आर्कटिक क्षेत्र

सर्दियों के आर्कटिक क्षेत्र, सामान्यतः गमियों में भी अपरिवर्तित रहते हैं। किंतु ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र और उत्तर की ओर सिमट जाते हैं, क्योंकि महाद्वीपीय क्षेत्रों से ध्रुवीय प्रतिचक्रवात हट कर प्रमुख रूप से आर्कटिक क्षेत्रों पर ही केन्द्रित हो जाते हैं। अतः आर्कटिक वायु राशि की सीमा उष्ण और आद्र हवाओं से घिर जाती है। आर्कटिक वायु राशियों में कुहरें तथा स्तरी मेघ की घटनाएँ प्रचुरता से देखी जाती हैं।

(2) ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र

ध्रुवीय महाद्वीपीय ठण्डी हवाओं का प्रजनन क्षेत्र, सिमट कर एक सकीण बैंड में केवल उत्तरी कनाडा और साइबेरिया के थल भागों में सीमित रह जाता है। यह वास्तव में उष्ण कटिबंधीय और आर्कटिक वायु-राशियों के बीच एक पतली तह है।

(3) उष्ण कटिबंधीय महाद्वीपीय क्षेत्र

सम्पूर्ण एशिया तथा अफ्रीका और दक्षिणी यूरोप के विस्तृत उष्ण और शुष्क भूभाग, उष्ण व शुष्क वायु राशियों के प्रमुख जनक क्षेत्र हैं। उत्तरी अमेरिका में मिसिसिपी के पश्चिम में स्थित शुष्क भू-भाग भी इसी प्रकार की वायु राशियाँ जन्मित करते हैं। ये वायु-

राशियाँ उच्चतर वायु मण्डल में स्थायी रहती हैं और भ्रवक्षेपण के लिए सवधा प्रतिकूल परिस्थितियाँ रखती हैं। 20 से 40 अंश अक्षांशों के बीच इन्हीं क्षेत्रों में ससार क मुख्य मरुस्थल स्थित हैं।

(4) उष्ण कटिबन्धीय महासागरीय क्षेत्र

ये वे महासागरीय क्षेत्र हैं, जहाँ उप उष्ण कटिबन्धीय प्रतिचक्रवात उत्तर दिशा में स्वयान्तरण के बाद स्थापित हो जाते हैं। सदियों की भ्रमेणा गमियों में ये स्रोत क्षेत्र अधिक विस्तृत होते हैं। सदियों की भ्रमेणा इस ऋतु में महासागरीय वायु राशियों का तापमान अधिक पाया जाता है। इन महासागरीय क्षेत्रों का उत्तरी भाग, विशेष रूप से प्रतिचक्रवातों के पूर्व में पड़ने वाले भाग, इस प्रकार की वायु राशियाँ जनित करते हैं जो उच्चतर वायु में स्थायी और शुष्क होती हैं। यह परिस्थिति भ्रवक्षेपण प्रक्रमों पर प्रतिकूल असर डालती है। दक्षिणी भाग अस्थायी प्रकार की वायु-राशियाँ जनित करते हैं, जो मेघ विस्तार तथा वर्षा की परिस्थितियों के लिए बहुत अनुकूल होती हैं।

(5) विषुवत रेखीय क्षेत्र

सदियों की भ्रमेणा यह क्षेत्र सूख के स्थानान्तरण के कारण, और उत्तरी अक्षांशों तक विच जाता है। चूँकि इस क्षेत्र में महासागरीय भाग प्रमुख हैं, अतः अत्यन्त उष्ण, नम तथा अस्थायी वायु राशियाँ जनित होती हैं, जो कपासी समुदाय के मेघ और तड़ित भ्रंशा युक्त भ्रवक्षेपण की कड़ी से लगा देती हैं।

(6) मानसून क्षेत्र

भारत तथा दक्षिणी पर्वी एशिया के भू भाग जो सदियों में प्रतिचक्रवाती प्रवाह के प्रभाव क्षेत्र में उष्ण और शुष्क हवाएँ जनित करते हैं, गमिया में तीव्र निम्न दाब क्षेत्र के प्रभाव में आ जाते हैं। निम्न दाबों के प्रवाह में इन क्षेत्रों के ऊपर विषुवत् रेखीय अक्षांशों की महासागरीय उष्ण और नम हवाएँ, मानसून धाराओं के रूप में बहती हैं तथा अत्यधिक वर्षा उत्पन्न करती हैं। इस प्रकार मानसून क्षेत्र सदियों और गमियों में सवधा विपरीत वायु राशियों के प्रभाव में होते हैं।

8 20 वायु-राशियों का वर्गीकरण

वायु-राशियों की मौसम सम्बन्धी विशेषताएँ उनके स्रोत क्षेत्रों पर ही प्रमुख रूप से निर्भर करती हैं। किन्तु कुछ सीमा तक इन विशेषताओं में अग्र प्रभावों के अधीन भी परिवर्तन होते रहते हैं विशेषकर उन वायु-राशियों से, स्रोत-क्षेत्र को छोड़ कर पर्याप्त दूर तक की यात्रा करती हैं।

स्रोत-क्षेत्रों की भौगोलिक स्थितियों के आधार पर, वायु-राशियाँ मुख्य रूप से दो वर्गों में रची जा सकती हैं

(1) प्रथम वायु राशियाँ (P)—आकटिक स्रोत-क्षेत्रों की वायु राशियाँ भी, इनमें एक सम्मिलित रूप में सम्मिलित हैं।

(2) उष्ण कटिबन्धी वायु-राशियाँ (T)—विषुवत् रेखीय और मानसून क्षेत्रों में

जनित होने वाली वायु राशियाँ इनमें सम्मिलित हैं जो अस्थायी उष्ण कटिबंधीय हवाओं के रूप में समझी जा सकती हैं।

P और T वायु राशियों को महाद्वीपीय (c) और महासागरीय (m) हवाओं में, उद्गम के अनुसार, पुनः उप विभाजित किया जा सकता है। 'c' संकेत से युक्त वायु राशियाँ महाद्वीपीय मूल की होने के कारण शुष्क तथा 'm' संकेत वाली वायु राशियाँ महासागरीय उद्गम के कारण आद्र और वर्षा उत्पन्न करने की विशेषताओं से युक्त होती हैं।

इस प्रकार स्रोत क्षेत्रों के प्रकार के आधार पर निर्मांकित चार वायु राशियाँ पाई जाती हैं—

- (i) cP—दुर्बीय महाद्वीपीय
- (ii) mP—दुर्बीय महासागरीय
- (iii) cT—उष्ण कटिबंधी महाद्वीपीय
- (iv) mT—उष्ण कटिबंधी महासागरीय।

8 21 वायु राशियों की प्रकृति में परिवर्तन, उनकी यात्राओं के दौरान होता रहता है। इन परिवर्तनों के दो मुख्य कारण होते हैं—

- (1) ऊष्मागतिकी (Thermodynamic), (2) यांत्रिकी (mechanical)

(1) ऊष्मागतिकी परिवर्तन

वायु राशि और उसने नीचे की सतह के बीच ऊष्माको स्थानान्तरण, वायु राशियों के गुणों में परिवर्तन उत्पन्न करने का प्रमुख ऊष्मा गतिक कारण है। जब सतह वायु-राशि की अपेक्षा उष्ण होती है तो ऊष्मा संचार सतह से वायु राशि में होता है। फलतः वायु राशि उत्तरोत्तर अधिक अस्थायी होती जाती है। ऐसी वायु राशियाँ वा संकेत 'k' से प्रकट किया जाता है, जिसका तात्पर्य है कि 'k' नाम वाली वायु राशि अपने निचले भू-सतह की अपेक्षा ठंडी है।

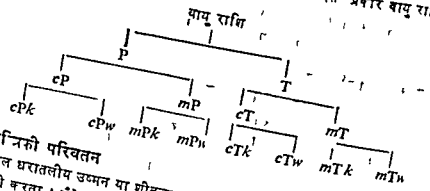
इसी प्रकार, उन वायु राशियों को 'w' संकेत से प्रकट किया जाता है, जो अपने नीचे के, उस पृथ्वी तल की अपेक्षा उष्ण होती हैं जिस पर वे गति कर रही हैं। इसमें ऊष्मा का संचार वायु-राशि से पृथ्वी तल की ओर होता है, फलतः वायु राशि में शीतलन होता है जिससे स्थायित्व का गुण आता जाता है।

अब k और w वायु राशियाँ अपनी यात्रा के दौरान ब्रह्मण नीचे से गम और ठण्डी होती रहती हैं। किसी स्थान पर वायु राशि में परिवर्तन की 'कुल' मात्रा इस बात पर निर्भर करती है कि अपने स्रोत से उस स्थान तक वायु-राशि किस गति से और कितनी दूरी तय कर चुकी है तथा इस बीच वह जिन जिन सगर्हों से गुजरी है उनकी प्रकृति (मुख्यतः उष्णता) क्या है? उष्ण सतहों (के ऊपर से गुजरने वाली) हवा में अस्थायित्व जनित होता जाता है, जिसमें नमी की अनुकूल परिस्थितियाँ में वर्षा उत्पन्न हो सकती है।

किन्तु वायु की ताप वृचालकता के कारण ऊष्मन या शीतलन वायु राशि में सबन नहीं आ पाता है। वायु राशियों की निचली तहें सर्वाधिक प्रभावित होती हैं। यही कारण है

है कि जय वायु राशि ठडी सतह से गुजरती है, तो गतायी हया मपकपी' पंदा' बरा बानी मोत लहर की तरह चलती है। ऐसी वायु राशिमा म सामान्यत ध्युत्रिमण तह भी जनित हो जाती है, जो स्थायित्व की मात्रा बरा म सहयोग दती है। एक कारण यह भी है कि ठडी सतहो से गजरने वाली वायु राशि मे भवर या ध्विओम मुसयुने उत्पन्न नहीं हा पाते जिनस शीतलन प्रभाव प्रधिय ऊपर तप से जाने का कार साधन नहीं मिलता और शीतलन बबत निचनी तहो तब ही सीमित रह पाता है। लकिन उरण गतहा स गजरने वाली वायु राशियो म नीचे स ऊप्या सचार के कारण उत्पन्न मुसयुने, ऊपर तप उध्य मिथरण तथा सबहन प्रपधारित प्रधिय ऊँरार्ड तप उष्म प्रभाव गोष स जात है। इमय प्रतिरिक्त, उष्मन या शीतलन प्रभाव की ध्यापकता सतहो के तापमान और प्रकृति पर भी निमर करती है।

यदि वायु राशि जस सतहो से गुजरती है ता μ या k विशेषता के कारण वाष्पीकरण या सधान द्वारा वायु राशि की धाद्रता में भी परिवतन सम्भव है। k और μ सनेत बजराा द्वारा निर्धारित किए गए हैं जि ह उपयु स चार प्रमुख वायु राशियो म प्रत्येक के साथ सलग किया जा सकता है। इस प्रकार वायु राशिमा के निम्नांकित 8 वर्गीकरण प्राप्त हुए —



8 22 यात्रिकी परिवतन

कवल धरातलीय उष्मन या शीतलन, वायु राशि की मौसम उत्पन्न करने की प्रवृति निश्चित नहीं करता। जैसे, गम सतह से गुजरने वाली वायु राशि मे, उष्मन के कारण निम्नातहा म उत्पन्न प्रस्थायित्व नमी के बावजूद वर्षा जनित नहीं कर सकता, यदि उच्च तर हवा म भ्रवतलन प्रवाह प्रमुख हो। ध्रत उच्चतर वायु मण्डलीय परिस्थितियाँ भी वायु राशि की प्रकृति निश्चित करने म महत्वपूर्ण भूमिका निभाती हैं। इसके प्रतिरिक्त उध्य वायु गति तथा विभिन्न तापमान की हवाओ के अभिवहन भी अपना प्रभाव डालते हैं। यह विचार निश्चित रूप से वायु राशियो के वर्गीकरण को प्रभावित करता है। फलत वेटरसन ने दो और सनेत निर्धारित किए हैं जो उपयु स 8 वर्गो मे प्रत्येक के साथ सलग्न किए जा सकते हैं। ये सनेत निम्नांकित है। —

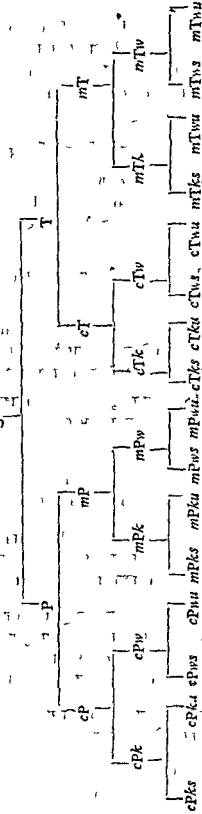
- (i) μ —स्थायी स्तरण (stable stratification) और (ii) μ —अस्थायी स्तरण (unstable stratification)।
- μ उच्चतर स्तर पर स्थायित्व की और सनेत करता है। यह स्थिति, या ता प्रति चञ्चलता प्रवाह म सम्बन्धित भ्रवतलन प्रवाह म उत्पन्न होती है या उच्चतर स्तर मे उष्ण हवामा μ अभिव न से।

इसी प्रकार, सकेंत μ का तात्पर्य उच्चतर स्तर पर, प्रस्थायित्व से है। यह स्थिति उन क्षेत्रों में हो सकती है, जो तीव्र चक्रवाती प्रणालियों के प्रभाव में हों, या जहाँ उच्चतर वायुमण्डल में ठंडी हवाओं का यथेष्ट अभिवाहन होता हो।

इसी प्रकार सामान्यतः, विशेषतः μ क्रमण μ क्रमण प्रतिचक्रवाती और चक्रवाती दाब प्रणालियों से सम्बन्धित पाई जाती है।

8 23 उपर्युक्त धारणाओं के आधार पर वायु राशियों का कुल वर्गीकरण निम्नांकित व्यवस्था द्वारा प्रस्तुत किया जा सकता है, जो एच० सी० विल्लेट द्वारा तैयार की गई है।

वायु-राशि



आकटिक हवाएँ सशोधित ध्रुवीय हवाओं के समूह में रखी जाती हैं तथा विपुवत् रेखीय और मानसून हवाएँ mTm संकेत द्वारा व्यक्त की जाती हैं, जो निम्न-दाब प्रवाह में बहती उष्ण कटिबंधीय महासागरीय अस्थायी हवाओं में प्रदर्शित करता है। 'mTm' वायु राशियाँ की सभी परिस्थितियाँ वर्षा के अनुकूल होती हैं। अतः विपुवत् रेखीय क्षेत्र सर्वाधिक वर्षा प्राप्त करते हैं।

8 24 वायुराशि प्रकारों का संक्षिप्त परिचय

संकेत P, T, c, m, k, u, s और u व्याख्याएँ ऊपर दी जा चुकी हैं, इनके विभिन्न संयोगों से वायु राशियों के उपर्युक्त 16 प्रकार प्राप्त हुए, जिनकी व्याख्या संकेतों के अनुरूप, उनके नाम से ही स्पष्ट है। उदाहरण के लिए, कुछ वायु-राशियों की व्याख्या नीचे की गई है

(1) cPkS—शीतल और शुष्क महाद्वीपीय वायु-राशि, जो घरातलीय ऊष्मन के कारण निचली तहों में अस्थायी तथा अवतलन के कारण उच्चतर तहों में स्थायी है।

(2) cPku—शीतल, शुष्क और अस्थायी महाद्वीपीय वायु राशि। अस्थायित्व अतः घरातलीय ऊष्मन में जनित होता है, और अतः तीव्र चक्रवाती प्रवाह के कारण। फलस्वरूप, शुष्क आगेही धारों उत्पन्न हो जाती हैं।

(3) cPkS—शीतल, शुष्क और स्थायी महाद्वीपीय वायु-राशि जो निचली तहों में घरातलीय शीतलन तथा उच्च तलों में अवतलन के कारण स्थायी होती है।

(4) cPwu—शीतल और शुष्क महाद्वीपीय वायु राशि जो घरातलीय शीतलन के कारण निचली तहों में स्थायी होती है किंतु अवतलन प्रवाह की उपस्थिति में उच्चतर तहों में अतिप्रवाह (Steep) ह्रास दर पाई जाती है।

$mPus$, $mPkS$ $mPku$ और $mPwu$ वायु राशिप्रति, ध्रुवीय महाद्वीपीय वायु राशियों से केवल इतना अन्तर रखती हैं, कि महासागरीय मूल की होने के कारण, इनमें आर्द्रता तथा तापमान अपेक्षाकृत अधिक होता है।

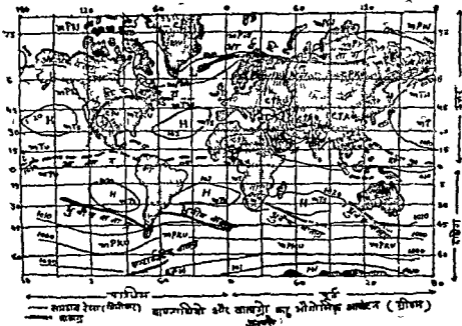
इसी प्रकार, उष्ण कटिबंधीय वायु-राशियाँ हर तह में उच्च तापमान की विशेषता रखती हैं। उष्ण कटिबंधीय महाद्वीपीय हवाएँ शुष्क तथा महासागरीय हवाएँ अत्यधिक नम होती हैं। इन गणों के साथ kws और u की विशेषताएँ संलग्न करें, अथवा प्रकारों की व्याख्या भी उपर्युक्त विधि से की जा सकती है।

इन 8 संकेतों में गुणानुसार जिनमें संकेतों की आवश्यकता हो, उसके संयोग से सभी प्रकार की वायु-राशियाँ वर्णित की जा सकती हैं।

8 25 उत्तरी गोलार्ध में वायु राशियों का भौगोलिक आवरण शीत और ग्रीष्म ऋतुओं के लिए अलग-अलग चित्रों (8 1 और 8 2) में प्रदर्शित किया गया है।



चित्र (8.1)



चित्र (8.2)

8.30 एशिया को प्रभावित करने वाली वायु-राशियाँ

(1) cP-वायु राशि—सर्दियों में

साइबेरिया और मंगोलिया के उत्तरी भाग जो पहाड़ी शृंखलाओं के कारण महासागरीय प्रवाह के अनुवर्ती भाग में पड़ते हैं, विस्तृत रूप से शीतल और शुष्क वायु-राशि जनित

करने के लिए अनुकूल है। यह वायु राशि सदिया म इन क्षेत्रों पर व्याप्त प्रतिचक्रवात के मधीन पर्याप्त समय तक स्थिर रह कर, अत्यधिक शीतलन प्राप्त कर लेती है। साइबेरिया के स्रोत-क्षेत्रों में इन दिनों धरातल का तापमान - 15 से - 40°C तक नीचा पाया जाता है। सबसे शीतल और गहरी वायु राशि, यूरोपल पवत के पूर्वी भाग में स्थापित होती है, जो निम्नांकित मौसम सम्बन्धी गुणा से युक्त होती है —

- (1) प्रतिचक्रवात में घबतलन प्रवाह से सम्बन्धित स्वच्छ भावाण।
- (2) अत्यधिक कम धरातलीय तापमान, जो लगभग 1500 मीटर तक की ऊँचाई के साथ स्पष्ट रूप से बढ़ता जाता है, अर्थात् तीव्र धरातलीय व्युत्क्रमण।
- (3) अत्यंत कम निरपक्ष आद्रता। विशिष्ट आद्रता 1-2 ग्राम/कि ग्राम के बीच पाई जाती है तथा उत्तरी साइबेरिया में इससे भी कम।
- (4) स्रोत क्षेत्रों में वायु राशि अत्यंत प्रस्यार्ई हाती है।
- (5) स्वच्छ भावाण के वाक्जूल, विकिरण शीतलन के कारण हिमनिस्तल-जुहरो की घटनाएँ सामान्य हैं।

60 पूर्वी देशांतर के पश्चिमी भाग में cP वायु राशि छिद्यली होती जाती है और उच्चतर तहों में mP हवाभा से दबी होती है। य mP हवाएँ या तो साइबेरियन प्रति चक्रवात के पश्चिम की ओर स्थानान्तरण से, या पूर्वी यूरोप पर स्थित महासागरीय हवाओं से प्राप्त होती हैं। फलतः इन भागों की हवाएँ साइबेरियन वायु-राशि की अपेक्षा अधिक नम तथा ऊष्ण होती हैं।

831 cP वायु-राशियों का परिवर्तन (Modification)

जब P हवाएँ अपने स्रोत-क्षेत्रों से चलती हैं, तो यात्रा के दौरान विभिन्न धरातलों से तापमान और नमी का शोषण करके परिवर्तित होती जाती हैं। इनसे सहसा (abrupt) परिवर्तन तब होता है जब वायु राशि हिम सतह से टकराती है। निम्नांकित परिवर्तन स्पष्ट दृष्टिगोचर होते हैं।

- (1) ह्रास कर बढ़ता जाता है तथा व्युत्क्रमण तह टूटने लगती है। कभी कभी पर्याप्त ऊष्ण तल में गुजरते हुए प्रस्थायित्व उत्पन्न हो जाता है, जिससे तीव्र भारोही धाराएँ आरम्भ हो जाती हैं।
- (2) निरपेक्ष आद्रता बढ़ती जाती है। मुख्यतः ऊष्ण महासागरीय प्रस्थायित्व तथा आद्रता के कारण वर्षों कपासी मेघ विकसित हो सकते हैं जिनसे भ्रमा बौधार और स्ववाल की घटनाएँ जनित होती हैं।

(2) तीव्र प्रस्थायित्व के अभाव में विशोभ मिश्रण के कारण यथेष्ट आद्रता, व्यापक रूप से स्तरी तथा स्तरी, कपासी मेघों को जन्म देती है।

832 एशिया में cP वायु राशियों का निम्नांकित परिवर्तन सामान्यतः पाया जाता है —

(1) उत्तरी एशिया के तटीय क्षेत्रों में विलोडित (stirred) वायु राशियाँ मिलती हैं, जिनमें विशोम मिश्रण के कारण तापमान में वृद्धि होती रहती है। -व्युत्क्रमण तह शन-शन समाप्त हो जाती है।

(2) 'एस्पूथियन' निम्नदाब के प्रभाव क्षेत्र, उत्तरी पूर्वी एशिया में भी विलोडित cP हवाएँ व्याप्त रहती हैं किन्तु मुख्यतः उच्चतर वायुमण्डल में। इसका कारण यह है कि चक्रवाती प्रवाह के द्वारा cP हवाएँ ऊपर उठा ली जाती हैं। अति प्रबल चक्रवात दूर होते हुए भी, धरातलीय हवा बहुत शीतल तथा शुष्क (विशिष्ट आद्रता, लगभग 0.5 ग्राम/कि ग्राम) पाई जाती है।

(3) चीन के ऊपर cP हवाएँ चल और जल, दोनों मार्गों से पहुँचती हैं। यदि उच्चदाब केन्द्र मङ्गोलिया तथा उत्तरी चीन पर है, तो ध्रुवीय हवाएँ चल मार्ग से अभिवहित होती हैं, जो अपने स्रोत-क्षेत्रों की अपेक्षा ऊष्ण होते हुए भी, इन क्षेत्रों के लिए बहुत कम तापमान रखती हैं। चीन की भूमि पर cP हवाओं का तापमान 10 से 20°C तक बढ़ जाता है। चल cP हवाएँ चीन में स्वच्छ आकाश और ठण्डे मौसम की प्रतीक हैं। स्वच्छ आकाश के कारण, उच्च दैनिक तापमान परिसर तथा प्रातःकालीन धरातलीय कुहरा भी सदियों की सामान्य घटनाएँ हैं।

लेकिन जब उच्चदाब कोशिकाएँ, जापान सागर या मञ्चूरिया पर केन्द्रित होती हैं, तो cP हवाएँ जापान सागर, पोहे की खाड़ी, पीत सागर, चीन सागर तथा सलग्न प्रशांत महासागर के जल मार्ग से चीन में प्रवेश करती हैं। स्वाभाविक रूप से इस प्रकार की cP हवाएँ तापमान और आद्रता के सन्दर्भ में घलीय cP वायु राशियों से इतनी अधिक भिन्न हो जाती हैं कि कुछ मौसमविज्ञ यह mP हवाओं की सजा भी देते हैं। किन्तु इन हवाओं से साधारणतः स्वच्छ मौसम ही सम्बन्धित रहता है। वैसे, जब सागरीय cP वायु राशि तथा शुष्क घलीय cP के सम्मिलन द्वारा वातावरण सतह जनित होती है, तो वर्षा हो जाती है। इसके अतिरिक्त, सागरीय cP निचली तह में साधारणतः अस्थायी होता है, जो पर्वतीय प्रदेशों में उत्पादन की अनुकूल परिस्थितियाँ पाकर, वर्षा उत्पन्न कर सकती है।

(4) दक्षिणी पूर्वी एशिया, भारत तथा दक्षिणी पश्चिमी एशिया की सदियों में cP हवाएँ अत्यधिक परिवर्तित रूप में पहुँचती हैं। कुछ मौसमविज्ञों की धारणा यह भी है कि वास्तविक cP हवाएँ हिमालय तथा सम्बन्धित पर्वतीय शृंखलाओं द्वारा इन क्षेत्रों पर जाने से रोक ली जाती हैं और जो उत्तरी-पूर्वी मानसून हवाएँ भारतीय उपमहाद्वीप में इस ऋतु में व्याप्त रहती हैं, उनका स्रोत स्थानीय व्यापारी हवाओं में ही है।

जो भी हो, ये cP हवाएँ उत्तर में स्थित पर्वत शृंखलाओं से नीचे उतरने के कारण, पर्वत रूढ़ोष्म प्रक्रम द्वारा बहुत गर्म हो जाती हैं। आगरा में इन दिनों का औसत तापमान 20°C तथा विशिष्ट आद्रता 4 ग्राम/कि ग्राम तथा 'पूना' में क्रमशः 23°C और 7 ग्राम/कि ग्राम पाए जाते हैं।

(5) cP हवाओं का सर्वाधिक सहमा परिवर्तन तब होता है, जब वे और दक्षिणी महाद्वीपों में आकार बङ्गाल की खाड़ी और अरब सागर के ऊष्ण जल के ऊपर से बहती हैं। ये हवाएँ साधारणतः उत्तर-पूर्व से बहनी हैं तथा नमी और तापमान प्राप्त करके अधिक अस्थायी

हो उठती हैं। अस्थायित्व को यह सहयोग भी प्राप्त होता है कि वे उच्चतर वायुमण्डल के अवतलन प्रवाह से मुक्त होती हैं। भारत के पूर्वी तट पर इही हवाओं द्वारा सन्धियों में बप को सर्वाधिक वर्षा होती है।

833 cP वायु राशि-गर्मियों में

गर्मियों में सम्पूर्ण दक्षिणी एशिया cP हवाओं के प्रभाव से लगभग मुक्त हो जाता है। cP हवाओं का स्रोत-क्षेत्र 50° से उत्तर के प्राकटिक क्षेत्रों में ही निम्नतः जाता है। प्राकटिक सतह इन दिनों प्रायः पिघलते तुपार या हिमजल के रूप में होती है। इसके ऊपर cP वायु स्थायी, किन्तु पर्याप्त भ्रष्ट होती है। अतः कुहरे या स्तरीय मघ की उपस्थिति सामान्य रूप से पाई जाती है।

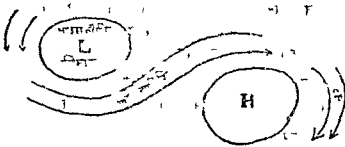
दक्षिण की तरफ की गति करती cP वायु राशियाँ, गम धरातल द्वारा ऊँचा पाकर शीघ्र अस्थायी हो जाती हैं किन्तु मेघों का प्रकार नमों की मात्रा पर निर्भर करता है। उत्तरी-पश्चिमी एशिया पर गुजरती हुई इन वायु राशियों की भ्रष्टता, उत्तरी-पूर्वी एशिया की अपेक्षा अधिक होती है, क्योंकि उत्तरी-पश्चिमी भाग में ऊँचा जलाशय अधिक है। इसलिए यह भाग cP हवाओं द्वारा अधिक भ्रष्टता तथा वर्षा प्राप्त करता है।

कभी कभी जापान और पीत सागर के भाग से cP हवाएँ चीन में प्रवेश कर जाती हैं। चीन में इन दिनों ऊँचा कटिबंधीय हवाओं की प्रमुखता रहती है, जिसकी तुलना में भ्रष्ट cP वायु राशियाँ ठंडी और शुष्क होती हैं। फलतः cP हवाओं से स्वच्छ मौसम सम्बन्धित रहता है। किन्तु जहाँ cP वायु-राशि, उपस्थित ऊँचा कटिबंधी वायुराशि के सम्पर्क में आकर वातावरण प्रष्ट जन्मित करती है, वहाँ तूफानी मौसम उत्पन्न हो जाता है।

834 mP वायु राशि-सन्धियों में

वायु राशियाँ जो सन्धियों में उत्तरी-पश्चिमी तथा कभी कभी पूर पश्चिमी एशिया को प्रभावित करती हैं, सामान्यतः अटलांटिक महासागर में उत्पन्न होती हैं। स्रोत क्षेत्र में ये हवाएँ पर्याप्त ऊष्ण और भ्रष्ट होती हैं। पश्चिमी यूरोप में ये गुण वर्तमान रहते हैं किन्तु पूर्वी यूरोप में होकर पश्चिमी एशिया तक आते आते mP हवाओं के मौलिक गुण बहुत कुछ परिवर्तित हो जाते हैं क्योंकि यह यात्रा उन्हें विशाल थलीय भाग पर ही तय करनी पड़ती है। धरातल से इनका लगातार शीतलन होता रहता है। फलतः cP हवाओं के समान ही इनमें अस्थायित्व का गुण आ जाता है।

किन्तु इस परिवर्तित mP वायु राशि के ऊपरी स्तरों में अधिक भ्रष्टता पाई जाती है और इसी गुण के कारण इहे वास्तविक cP हवाओं से भ्रष्ट पहचाना जा सकता है। परिवर्तित mP वायु राशि, पश्चिमी रूस के उच्चतर स्तरों में प्रायः विस्तृत होती है जहाँ धरातलीय तहों में cP हवाओं की एक छिछली तह वर्तमान रहती है। फलतः इन क्षेत्रों में वातावरण मेघ सामान्य रूप से जन्मित होत रहते हैं।



चित्र (83)

पूर्वी एशिया में सदियों में उत्तर से दक्षिण की ओर तीव्र वायु प्रवाह बतमान होता है, जो इन क्षेत्रों में परिवर्तित *mP* हवाओं को जमने नहीं देता।

835 *mP* वायु राशि-गमियों में

गमियों में भ्रमण के पिछले हिम क्षेत्रों से सर्वाधिक ठंडे प्रकार की *mP* वायु-राशियाँ जन्म लेती हैं। ये वायु राशियाँ आरम्भ में घरातल पर अत्यंत स्थायी तथा ठंडी होती हैं। परंतु दक्षिणी तथा दक्षिणी-पश्चिमी दिशा में अपनी यात्रा के दौरान, पश्चिमी एशिया तथा यूरोप से गुजरती हुई ये तेजी से परिवर्तित होती जाती हैं। परिवर्तित हवाएँ अस्थायी हो उठती हैं। उत्तरी-पश्चिमी एशिया पर तो ये प्रायः *cP* हवाओं के ही समान गण्य रखती हैं।

गमियों में उत्तरी पूर्वी एशिया में भी *mP* हवाएँ उपस्थित होती हैं। ठंडे जलीय भागों पर से बहने के कारण, इन हवाओं से कामचटका प्रायद्वीप तथा अय तटीय क्षेत्रों में कुहरे वा बाहुल्य पाया जाता है। *mP* हवाओं के पूर्वी एशिया पर आगमन के लिए, ओखोत्स्क (okhotsk) सागर की भूमिका महत्वपूर्ण है। 40° उ० अक्षांश से उत्तर के तटीय क्षेत्र में ग्रीष्म मानसून प्रायः इन्हीं हवाओं से आता है।

835 *cT* वायु राशि

एशिया में *cT* वायु राशियों की उपस्थिति मुख्यतः गमियों में ही पाई जाती है जिसके साथ क्षेत्र मध्य तथा दक्षिणी पश्चिमी एशिया के तप्त भू-भाग होते हैं। मध्य एशिया के शुष्क भू-भाग जहाँ उष्ण सर्वाधिक तीव्र होता है, सबसे गहन हवाएँ जन्म करते हैं। ये *cT* हवाएँ उच्च तापमान और निम्न आद्रता की विशेषताओं से युक्त होती हैं। शुष्कता और स्वच्छ मौसम के कारण प्रभावित क्षेत्रों में दैनिक तापमान परिसर बहुत ऊँचा होता है।

दक्षिणी-पूर्वी यूरोप के जलाशयों के कारण, पूर्वी यूरोप में *cT* हवाएँ परिवर्तित होकर पहुँचती हैं, जो अपेक्षाकृत नम और अस्थायी होती हैं। यही हवाएँ इन क्षेत्रों में ग्रीष्म-बौद्धार तथा तड़ित भस्मा की घटनाओं के लिए उत्तरदायी हैं। सदियों में *cT* हवाएँ केवल उत्तरी अफ्रीका पर जन्म लेती हैं जो वहाँ हेमटन के स्थानीय नाम से विख्यात हैं।

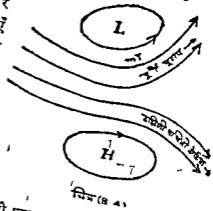
8.36 mT वायु राशि-सर्दियों में

इनके मुख्य स्रोत उप-ऊष्ण कटिबन्धी प्रतिक्रवात है, जो 30 अग्र उतरी और दक्षिणी अक्षांश के आसपास, सागरीय क्षेत्रों में वर्ष भर विद्यमान रहते हैं। अपने स्रोत क्षेत्रों में ये हवाएँ निम्नांकित गुणों से विशेषित होती हैं —

- (1) ऊष्ण सागरी पर जनित होने के कारण उच्च तापमान तथा उच्च आद्रता। उच्च तापमान पर वायु राशि की आद्रता ग्राह्य शक्ति भी बढ़ जाती है।
- (2) सामान्यतः स्थायी तहें—

इन हवाओं का प्रमुख स्रोत क्षेत्र, महासागरी के दक्षिणी भाग है। किंतु सर्दियों में साइबेरियन प्रतिक्रवात के कारण mT वायु-राशियाँ एशिया को बहुत कम प्रभावित कर पाती हैं। वाताग्र प्रक्रियाओं के समय mT हवाएँ पूर्वी यूरोप के उच्चतर वायुमण्डल में गहराई तक व्याप्त रहती हैं।

mT वायु राशि यूरोप के निम्न दाब तथा दक्षिणी अक्षांशों के उच्च दाब प्रवाह के अधीन दक्षिणी पश्चिमी एशिया में प्रवेश करती है। ये आद्र तथा ऊष्ण हवाएँ टर्की और उससे कुछ पूर्व तक प्रभावशील रहती हैं। वाताग्र अवदावों के प्रवाह में परिवर्तित mT हवाएँ कभी कभी फारस की खाड़ी से होकर भारतीय उपमहाद्वीप तथा शेष दक्षिणी एशिया पर आ जाती हैं।



इंडोनेशिया तथा आस पास के क्षेत्रों और सागरीय द्वीपों में ये mT हवाएँ बहती हैं जो cP हवाओं के परिवर्तित होने से जनित होती हैं। इन हवाओं में अस्थायित्व का गुण विशेष प्रखर होता है। सवाहनिक रूप से अस्थायी हवाएँ, दक्षिणी पश्चिमी प्रशांत महासागर पर उत्पन्न होती हैं। यहाँ तापमान और आद्रता अपेक्षाकृत अधिक पाई जाती है। ये हवाएँ यलीय भागों पर साठारणत नहीं पहुँच पाती हैं क्योंकि गीतोष्ण कटिबंधीय साइक्लोन सामान्यतः दक्षिणी पश्चिमी प्रशांत महासागर में ही होकर उत्तर-पूर्व की ओर गति करते रहते हैं।

8.37 mT वायु राशि-गर्मियों में

mT और परिवर्तित mT वायु राशियाँ, ग्रीष्म में भारतीय उपमहाद्वीप तथा पूर्वी एशिया में प्रमुख होती हैं जो चक्रवाती प्रवाह से निर्वाहित होने के कारण अस्थायी होती हैं। अस्थायित्व का गुण यलीय भागों पर ऊष्मन के कारण और तीव्र हो उठता है। फलस्वरूप, यत्र भागों पर प्रभावित होने वाली वायु राशि mT Lu प्रकृति की होती है। उच्चतर स्तरों पर भी प्रवतन अनुपस्थिति की के कारण, आद्रता पर्यन्त ऊँचाई तक उठ जाती है। उदाहरण के लिए आगरा में 3 किमी ऊँचाई पर भी औसत आद्रता लगभग 80% पाई जाती है। इन वायु राशियों के लगातार प्रवाह से एशियाई पठार के

पवनाभिमुखी भागों में, भारी सवाहनिष्क वर्षा होती है। ये हवाएँ दक्षिणी एशिया में ग्रीष्म मानसून के नाम से विख्यात हैं।

पूर्वी इंडोनेशिया तथा यूगोस्लाविया और भारतपास के क्षेत्रों में, दक्षिणी-पूर्वी व्यापारी हवाओं में अवतलन के कारण, स्थायी तहों वाली *mT* वायु राशि मिलती है। किन्तु उत्तरी अक्षांशों में फिलीपाइन के पास, *mT* वायु राशियाँ डोलड्रम निम्नदाब में अभिसरण के कारण प्रतिशम अस्थायी हो उठती हैं, जिसके कारण इन क्षेत्रों में स्थायी *mT* वाले क्षेत्रों की अपेक्षा बहुत वर्षा प्राप्त होती है। दक्षिणी-पूर्वी एशिया के सागरीय द्वीपों में वर्षा की इतनी तीव्र अतिमानना का यही कारण है।

8.40 भारत की वायु राशियाँ

भारत मानसून हवामा की भूमि है और मुख्य रूप से यहाँ दो प्रकार की वायु-राशियाँ बहती हैं - (1) शुष्क और ठंडी वायु राशि, जो उत्तरी पूर्वी मानसून के रूप में सदियों (दिसम्बर-फरवरी) में बहती है, (2) नम और ऊष्ण वायु राशि—जो दक्षिणी-पश्चिमी मानसून या ग्रीष्म मानसून धाराओं के रूप में गर्मियों (जून सितम्बर) में बहती है।

किन्तु सूक्ष्म रूप से अध्ययन करने पर, निम्नांकित वायु राशियाँ विभिन्न ऋतुओं में स्पष्टतः पाई जाती हैं —

शीत ऋतु दिसम्बर-फरवरी

(i) परिवर्तित *cP* या शीतोष्ण महाद्वीपीय वायु—यह उत्तरी तथा मध्य भारत की सामान्य शीतकालीन वायु राशि है, जो मध्य एशिया के प्रतिघनवाती प्रवाह के मधीन, उत्तर-पूर्व से भारत में प्रवेश करती है। राजस्थान तथा पश्चिम भारत पर वायु प्रवाह स्थानीय प्रतिघनवात में स्वतः जनित होती है किन्तु ये वायु राशियाँ वही विशेषताएँ रखती हैं, जो उप-ऊष्ण कटिबंधी प्रतिघनवाती मूल की वायु राशियों में पाई जाती हैं।

इन हवाओं से तापमान और निरपेक्ष आद्रता, प्रभावित क्षेत्रों में बहुत गिर जाती है। बसंत कम तापमान के कारण सापेक्ष आद्रता काफी अधिक पाई जाती है। आसमान साधारणतः साफ होता है। कभी कभी पक्षाभ मेघ उत्पन्न हो जाते हैं। प्रभात के समय धरातलीय व्युत्क्रमण और आद्रता वाले क्षेत्रों में कुहरा या कुहासा सामान्य रूप से देखा जाता है। उत्तर पश्चिम भारत में दैनिक तापमान परिसर इन दिनों, लगभग 15-16°C होता है। वायु-गति धीमी या मृदु होती है।

(ii) वास्तविक *cP*—ये हवाएँ कभी कभी सत्रिय पश्चिमी विक्षोभों के पीछे बहती हुई, उत्तरी भारत पर आया करती हैं। इन हवाओं के साथ शीत-तरंग बहने लगती हैं और रात्रि तापमान सामान्य से कम से कम 6°C नीचे गिर जाता है। वायुगति तेज हो जाती है तथा विक्षोभ मिश्रण के कारण धरातलीय व्युत्क्रमण तथा कुहरे लगभग नहीं उत्पन्न होते। ठंडी हवा परिवर्तित *cP* से अधिक शुष्क होती है और लगभग 5 किमी ऊँचाई तक व्याप्त हो जाती है। ये हवाएँ एक दौर में 3 से 6 दिन तक प्रवाहित होती रहती हैं।

(iii) *cT*—भारतीय प्रायद्वीप के उत्तरी भाग पर सदियों में बहने वाली हवा, पूरुत पलीय मूल की ऊष्ण कटिबंधी वायु राशि है, जो ऊष्ण कटिबंधीय उच्चदाब क्षेत्र में लम्बी अवधि तक रुद्ध रहने के फलस्वरूप उत्पन्न होती है।

ये अपेक्षाकृत ठण्डा वायु राशिवाँ है, जिनमें रात्रि तापमान काफी कम पाया जाता है। फलतः दैनिक तापमान परिसर 20°C के आस-पास पाया जाता है। पश्चिमी विक्षोभा के प्रवाह में cT हवाएँ उत्तरी भारत में भी फँस जाती हैं। इन हवाओं में आद्रता परिवर्तित cP में कुछ अधिक पाई जाती है। अतः स्यायित्य का गुण कम हो जाता है। व्यूकमण तह धरातल पर न होकर कुछ ऊपर उठ जाती है। बहुधा उच्च या मध्यम में, आंशिक रूप से आकाश पर छाये होते हैं किन्तु रात्रि में आकाश स्वच्छ हो जाता है। हवा धीमी बहती है किन्तु दोपहर के बाद निर्वात के भोके प्रायः भा जाता है।

(iv) $cT-mT$ —जो cT हवाएँ बंगाल की खाड़ी में होकर मद्रास तथा आस-पास के दक्षिणी तट पर पहुँचती हैं, वे $cT-mT$ के रूप में परिवर्तित हो जाती हैं। इन हवाओं में तापमान तो मंद रहता है पर अधिक आद्रता के कारण ऊमस पाई जाती है। प्रभातीय व्युत्क्रमण तह प्रायः अनुपस्थित होती है। 2 किमी के नीचे की वायु तह साधारणतः सवाहनिक रूप से अस्थायी होती है। अतः कपासी तथा कपासी वर्षा मघ तथा सम्बन्धित गर्जन बौछार, स्कवाल आदि की घटनाएँ उत्पन्न होती हैं—विशेषतः दोपहर के बाद या शाम को।

(v) mT —बंगाल की खाड़ी के दक्षिण भाग में mT वायु राशि उत्पन्न होती है। ऐसी ही वायु राशियाँ चीन सागर में उपजती हैं। जब उत्तरी-पूर्वी मानसून सक्रिय होता है, या जब निम्नदात्र तरंगें पूव से पश्चिम की ओर दक्षिणी खाड़ी में चलती हैं, तो mT हवाएँ दक्षिणी प्रायद्वीप पर बहने लगती हैं।

इन वायु राशियों के प्रभाव में आसमान प्रायः कपासी या स्तरी कपासी मेघों से घिरा रहता है। फलतः रात्रि तापमान विशेष रूप से बढ़ जाता है। 3 किमी या कभी कभी अधिक ऊँचाई तक भी सवाहनिक आरोही धाराएँ प्रचलित रहती हैं, जिसे पर्वत वर्षा प्राप्त होती है।

पूर्व मानसून काल (मार्च-मई)

(i) परिवर्तित cP या शीताण महाद्वीपीय वायु राशि—उत्तरी भारत में कभी कभी शीत वाताय क पीछे ये हवाएँ कुछ दिनों के लिए बहने लगती हैं, जिसे तापमान काफी गिर जाता है और दैनिक तापमान परिमर बहुत अधिक हो जाता है। स्वच्छ आकाश और मृदु हवाएँ इस वायु राशि की प्रमुख विशेषताएँ हैं।

(ii) cT —इस काल के लिए, ये बंगाल और आसाम का छोड़कर जेप उत्तरी ओर मध्य भारत पर बहने वाली मुख्य वायु राशियाँ हैं, जिनमें स्रोत क्षेत्र दक्षिणी-पश्चिमी एशिया के तप्त भू भाग हैं। यह भारत की सर्वाधिक ऊष्ण वायु राशि है, जिसका औसत उच्चतम तापमान मई में उत्तरी-पश्चिमी भारत पर 45°C तथा बिहार, उड़ीसा और मध्य भारत में 40°C में अधिक होता है। रात्रि का तापमान उत्तरी पश्चिमी भारत में कम होने में यहाँ सर्वाधिक दैनिक तापमान परिसर पाया जाता है। हवा बहुत ही शुष्क होती है किन्तु दोपहर का ह्रास दर बहुत प्रखर होने में शुष्क वायु धाराएँ उठा करती हैं। प्रायः दोपहर के बाद स्वच्छ मौसम कपासी मघ उपजता जाया करत है। तीव्र दाब प्रणाली का कारण कभी-कभी धूल भी दक्षिणी ओर चलाती है।

(iii) $cT-mT$ —बंगाल, आसाम, दक्षिणी प्रायद्वीप, उत्तरी बंगाल की खाड़ी तथा अरब सागर पर शुष्क cT हवाएँ निम्न दाब प्रवाहों द्वारा सागर तल के ऊपर से होकर पहुँचती हैं, अतः परिवर्तित होकर $cT-mT$ बन जाती हैं। ये हवाएँ निचली तहों में mT तथा ऊपरी तहों में cT वायु राशियों को विशेषताएँ रखती हैं। ग्रहण की गई आद्रता की मात्रा और उसका ऊर्ध्व बटन इस बात पर निर्भर करता है कि मौलिक cT हवाएँ समुद्र तल पर कितनी लम्बी और किस गति से यात्रा करती हैं। उत्तरी पश्चिमी भारत के अधिक विकसित ताप निम्नदाब (heat low) के प्रभाव में $cT-mT$ हवाएँ, कभी-कभी मध्य और उत्तरी भारत में भी खिंच पाती हैं।

इनमें उच्चतम तापमान घट जाता है तथा रात्रि-तापमान cT की दृष्टि, $1-2^{\circ}\text{C}$ अधिक होता है। निम्न तहों में विशोभ प्रवाह और अस्थायित्व के कारण, साधारणतः स्वच्छ मौसम कपासी या स्तरी कपासी मेघ उत्पन्न होते हैं। पवतीय अनुकूलता में कपासी वर्षा तक बन सकता है, जिससे गजन बौछार प्राप्त हो जाती है।

(iv) mT —ये हवाएँ मध्य और दक्षिणी बंगाल की खाड़ी में प्रतिचक्रवाती प्रवाह द्वारा उदित होती हैं और पश्चिम की ओर गति करते, निम्न दाब तरंग के प्रभाव में कभी-कभी दक्षिणी प्रायद्वीप पर छा जाती हैं। स्वाभाविक रूप से अस्थायित्व के कारण, गजन मेघ और वर्षा की उत्पत्ति होती है। ये हवाएँ सामान्यतः शीतल और अधिक गहराई तक आद्र होती हैं।

(v) mE (विषुवद रेखीय महासागरीय)—विषुवद रेखीय अथवा दक्षिणी गोलार्द्धीय मूल की हवाएँ, मई के मध्य तक दक्षिणी और पूर्वी बंगाल की खाड़ी तक फैल जाती हैं। इनका उत्तर और पश्चिम की ओर स्थानांतरण जारी रहता है। अथवा तथा चक्रवातों के सम्पर्क में ये एकाएक भारत की भूमि में प्रवेश कर जाती हैं और सवाहनिक प्रकार के मेघ तथा तूफानी मौसम उत्पन्न कर देती हैं। सागर के ऊपर ये केवल, स्तरी और स्तरी कपासी मेघ तथा हल्की वर्षा उत्पन्न करती हैं।

ग्रीष्म मानसून काल (जून-सितम्बर)

(i) mE —22 अंश उत्तरी अक्षांश के नीचे के भारत पर, इस ऋतु की यह सामान्य वायु राशि है—यही वायु राशि भारतीय सागरी और बर्मा पर भी प्रचलित रहती है और मानसून धाराओं के रूप में बहती है। यह ठंडी, अति आद्र तथा सवाहनिक रूप से अस्थायी वायु राशि है, जिसमें आकाश साधारणतः स्तरी प्रकार के मेघों से आच्छन्न रहता है। मृदु उच्चतम तापमान, कम तापमान परिसर (5°C), निवर्तित युक्त मृदु वायु तथा बार-बार वर्षा या फुहार इसकी मौसम सम्बन्धी विशेषताएँ हैं।

(ii) परिवर्तित mE —आसाम और बर्मा की पहाड़ियों से परिवर्तित होकर मानसून उत्तरी भारत पर पूर्वी धाराओं के रूप में बहता है। यहाँ mE हवाएँ उष्ण धरातल पर चलने के कारण परिवर्तित हो जाती हैं। इनमें उच्च तापमान और दैनिक तापमान परिसर अपेक्षाकृत बढ जाता है। यहाँ मघ कुछ अधिक ऊँचाई पर बनते हैं तथा गजन त्रियाएँ भी mE की अपेक्षा अधिक उत्पन्न होती हैं।

मध्य भारत से होकर जब मानसून भ्रवदाय बढ़त है, तो mE और परिवर्तित mE , दोनो वायु राशियाँ अभिसरित होकर इन क्षेत्रों पर सम्मिलित रूप से छा जाती हैं। फलत गजन बौछार और भारी वर्षा प्राय प्राप्त होती है।

(iii) cT —पश्चिमी राजस्थान और उत्तरी पश्चिमी भारत के सीमावर्ती क्षेत्रों पर पाकिस्तान पर स्थित मौसमी निम्नदाब ने प्रवाह में, उष्ण महाद्वीपीय वायु राशि बढ़ती रहती है। कभी-कभी मानसून भ्रवदाय या बहू सत्रिय मानसून घ राएँ, इस महाद्वीपीय वायुराशि को विधुम्भ कर देती है और परिवर्तित mE हवाएँ प्रत्यापी तीर पर यहाँ बहने लगती हैं।

cT हवाएँ गम और ऊमस भरी होती हैं। धरातलीय हवा तेज और निर्वात युक्त होती है तथा दोपहर को स्वच्छ मौसम कपासी और धूल भरी तज हवाएँ हो जाया करती हैं।

कमजोर या रुद मानसून की दशाभा में, उष्ण और शुष्क cT वायु राशि और पूव की ओर भ्रमसर होकर राजस्थान तथा उत्तर-पश्चिम भारत के अधिकतर भागों पर ध्यात हो जाती है।

(iv) mE cT —(a) शीष्म मानसून जब उत्तर भारत से हटने लगता है, ता उसने पीछे उत्तरी-पश्चिमी या उत्तरी पूर्वी महाद्वीपीय हवाएँ सेट होती जाती हैं। पूर्वी भारत में मानसून हवाएँ इस समय भी विद्यमान रहती हैं। अत इन क्षेत्रों पर सक्रमण काल में ऊष्ण बटिव घी महाद्वीपीय तथा बिपुवच् रेद्यीय महासागरीय (mE या मानसून) हवाया का मिश्रण पाया जाता है। इन दिना आसाम और बगाल में वर्षा तेजी से घटने लगती है। तापमान दिन में सामाय से अधिक तथा रात्रि में कम पाया जाता है। फलत दैनिक तापमान परिसर काफी हो जाता है।

(b) सामाय मानसून दशाओ में, दक्षिणी राजस्थान तथा सलग्न गुजरात के क्षेत्रों में भी mE और cT वायु राशियाँ सयुक्त भ्रवस्था में पाई जाती हैं। निम्न तहों में एक किमी से कम ऊचाई तक mE हवाएँ बतमान रहती हैं, जो वास्तव में भ्रव सागर या बगाल की खाडी में जनित मानसून धारा की शाखाएँ हैं। इन क्षेत्रों में सामाय रूप से स्थित निम्न दोम मण्डलीय व्युत्क्रमण तह के कारण ये mE हवाएँ दब कर, 1 किमी से भी कम गहराई में सिमट जाती हैं जबकि पश्चिमी घाट के पास मानसून धाराओं की सामाय गहराई 6 किमी के लगभग पाई जाती है।

इन mE हवाओं के ऊपर शुष्क cT हवाएँ विद्यमान रहती हैं। परिणामस्वरूप, स्तरी या स्तरी कपासी मेघ ही उत्पन्न हो पाते हैं, जो कभी कभी हल्की वर्षा उत्पन्न कर देते हैं। दोपहर के बाद वादल समाप्त होने लगते हैं, या स्वच्छ मौसम कपासी में रूपांतरित हो जाते हैं।

मानसून भ्रवदावा क द्वारा प्रभावित हो जाने पर व्युत्क्रमण तह दूट जाती है और पर्याप्त mE धाराएँ अभिवहित होने लगती हैं। फलत गजन बौछार और तदित ऋभाएँ भारी वर्षा के साथ उत्पन्न हो जाती हैं।

उत्तर मानसून काल (अक्टूबर-नवम्बर)

(1) परिवर्तित cP —यदा कदा ये हवाएँ पश्चिम विक्षोभ क पीछे उत्तरी-पश्चिमी

भारत पर कुछ दिनों के लिए आ जाती हैं। तापमान में एकाएक गिरावट, स्वच्छ आकाश तथा जलीय भागों के भास-भास कुहासा या कुहरा इन हवाओं की विशेषताएँ हैं।

(ii) cT—यह उत्तरी-पश्चिमी भारत, उत्तर प्रदेश और मध्य भारत पर इस ऋतु की मुख्य वायु राशि है, जो नवम्बर तक उत्तरी-पूर्वी और दक्षिणी भारत में भी व्याप्त हो जाती है।

उत्तरी-पश्चिमी भारत और पाकिस्तान पर स्थापित हुए क्षीण प्रतिचक्रवात से ये ऊष्ण कटिबंधीय जलीय हवाएँ उत्पन्न होती हैं। अभी तक यह प्रतिचक्रवात इतना तीव्र नहीं हो पाता कि उत्तरी भूभागों से ध्रुवीय हवाएँ बीच सके।

इस वायु-राशि के प्रभाव में दिन ऊष्ण, रात ठण्डी तथा तापमान परिसर 14-18°C के बीच रहता है। धरातलीय हवा मृदु तथा आनाश मुख्यतः स्वच्छ होता है।

(iii) cT-mT—उत्तरी बंगाल की खाड़ी और अरब सागर की महासागरीय वायु mT के ऊपर, प्रतिचक्रवाती प्रवाह द्वारा cT हवाएँ स्थापित होने लगती हैं। यह मिश्रित प्रकार की वायु राशि अस्थायी होती है, जिसमें स्थानीय रूप से स्तरी तथा स्तरी कपासी मेघ उत्पन्न हो जाते हैं। अधिक रात्रि तापमान तथा स्थायित्व इस वायु राशि की प्रमुख विशेषताएँ हैं।

(iv) परिवर्तित mE तथा cT—अक्टूबर में आसाम, बंगाल, बर्मा तथा सलग्न सागरी क्षेत्रों से मानसून धाराएँ प्रणत नहीं हट पाती। इन्हीं दिनों ऊपरी वायु मण्डल में cT हवाएँ भरने लगती हैं। फलतः इन क्षेत्रों पर कुछ दिनों के लिए निचली तहों में परिवर्तित mE तथा उच्चतर तहों में cT वायु राशि समुक्त रूप से रहती हैं। मुख्यतः स्वच्छ आकाश किंतु दोपहर बाद कपासी मेघ, यदा-कदा गजन बौध्दार तथा मृदु वायुगति, इन वायु राशियों द्वारा उत्पन्न मौसम की मुख्य विशेषताएँ हैं।

(v) mE—नीचे की ओर हटती mE या मानसून हवाएँ, इस ऋतु में दक्षिणी बंगाल की खाड़ी तथा दक्षिणी पूर्वी अरब सागर के नीचे ही सीमित रहती हैं। इन क्षेत्रों में जब चक्रवाती तूफान उत्पन्न होते हैं तो ये mE हवाएँ बहुत सक्रिय हो उठती हैं और काफी उत्तरी भूभागों तक बढ़ कर, भारी वर्षा और तूफानी मौसम उत्पन्न करती हैं।

8.50 वायु राशि का निर्धारण

वायु राशि के मौलिक गुण अपनी यात्रा के दौरान अनेक प्रभावों के अधीन परिवर्तित होते रहते हैं। अतः किसी वायु राशि की निश्चित पहचान के लिए एसी विशेषताओं अथवा प्राचलों पर विचार करना चाहिए, जो वायु राशियों के परिवर्तन में भी अग्न्या मान स्थिर रह सकें या बहुत-थोड़ी मात्रा में ही परिवर्तित हो। ऐसी विशेषताएँ सरसी (conservative) विशेषताएँ कहलाती हैं, क्योंकि इनमें स्थिर रहने का प्रवृत्ति होती है। इस दृष्टिकोण से कुछ विशेषताओं अथवा प्राचलों पर विचार करें

(1) धरातलीय वायु तापमान

यह बहुत परिवर्तनशील प्राचल है और अनेक कारणों से प्रभावित होता है। यद्यपि प्रक्रियाओं की अनुत्क्रमता के कारण, यह सरसी नहीं है। अतः यह वायु राशि का निर्धारण करने के लिए सामान्यतः उपयुक्त प्राचल नहीं है।

मध्य भारत से होकर जब मानसून भ्रमणाय बढ़ते हैं, तो दोनों वायु राशिर्वा अभिसरित होकर इन क्षेत्रों पर सम्मिलित रूप गजन बौद्धार और भारी वर्षा प्राय प्राप्त हाती है ।

(iii) cT—पश्चिमी राजस्थान और उत्तरी पश्चिमी पर पाकिस्तान पर स्थित मौसमी निम्नदाब के प्रवाह में, ऊपण मरु रहती है । कभी-कभी मानसून भ्रमणाय या बहुत तश्चिय मानसूना वायुराशि को विद्युत् कर देती हैं और परिवर्तित mE हावाएँ भ्रमण लगती हैं ।

cT हावाएँ गम और ऊमम भरी होती हैं । धरातलीय हावा होती है तथा दोपहर को स्वच्छ मौसम कपासी और धूल भरी करती हैं ।

कमजोर या रुद्ध मानसून की दशाओं में, उष्ण और शुष्क c की ओर अप्रसर होकर राजस्थान तथा उत्तर-पश्चिम भारत में भ्रि हो जाती है ।

(iv) mE cT—(a) शीघ्र मानसून जब उत्तर भारत उसके पीछे उत्तरी-पश्चिमी या उत्तरी पूर्वी महाद्वीपीय हावाएँ सेट भारत में मानसून हावाएँ इस समय भी विद्यमान रहती हैं । प्रत काल में ऊपण बटिबन्धी महाद्वीपीय तथा विपुवत् रेखीय महासागरी हावाओं का मिश्रण पाया जाता है । इन दिनों आसाम और बंगाल लगती है । तापमान दिन में सामान्य में अधिक तथा रात्रि में कम दैनिक तापमान परिसर काफी हो जाता है ।

(b) सामान्य मानसून दशाओं में, दक्षिणी राजस्थान तथा में भी mE और cT वायु राशिर्वा संयुक्त भ्रमणाय में पाई जाती किमी से कम ऊँचाई तक mE हावाएँ वतमान रहती हैं, जो वास्तव में की छाडी में जनित, मानसून धारा की शाखाएँ हैं । इन क्षेत्रों में निम्न क्षाभ मण्डलीय व्युत्क्रमण तह के कारण ये mE हावाएँ दब क गहराई में सिमट जाती हैं, जबकि पश्चिमी घाट के पास मानसून गहराई 6 किमी के लगभग पाई जाती है ।

इन mE हावाओं के ऊपर शुष्क cT हावाएँ विद्यमान रहत स्तरी या स्तरी कपासी मेघ ही उत्पन्न हो पाते हैं, जो कभी कभी दत हैं । दोपहर के बाद बादल समाप्त हान लगते हैं, या स्थातरित हो जाते हैं ।

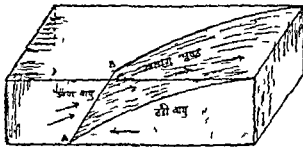
मानसून भ्रमणदाबों के द्वारा प्रभावित हो जाने पर व्युत्क्रमण पर्याप्त mE धाराएँ अभिवहित होने लगती हैं । फलत गजन बौद्धा भारी वर्षा के साथ उत्पन्न हो जाती है ।

उत्तर मानसून काल (अक्टूबर-नवम्बर)

(1) परिवर्तित cP—यदा-कदा ये हावाएँ पश्चिम विद्योम

युक्त वायु-राशियाँ एक-दूसरे से मिलती हैं। यह सम्पर्क निम्नदाब क्षेत्रों में ही साधारणतः सम्भव होता है, जहाँ अभिसरण प्रवाह प्रमुखतः पाया जाता है।

जब दो वायु राशियाँ सम्पर्क में आती हैं, तो वे स्वतन्त्रतापूर्वक एक-दूसरे से मिश्रित नहीं हो पाती, बल्कि एक-दूसरे से अलग रहने की प्रवृत्ति रखती हैं। अतः दोनों वायु-राशियों के बीच एक पाथक्य या सीमा पृष्ठ दोवार की तरह बन जाता है। इस-पृष्ठ को वाताग्र-पृष्ठ कहते हैं। वाताग्र पृष्ठ वास्तव में तीक्ष्ण सन्नमण की एक सतह है जो दोनों तरफ़ की वायु-राशियों की घनत्व भिन्नता के कारण स्वतः भुङ्कती जाती है, क्योंकि गम हवा हल्की होने से पाथक्य पृष्ठ पर ऊपर उठान का यत्न करेगी तथा ठंडी हवा पृष्ठ के नीचे से होकर गम हवा के नीचे आने की प्रवृत्ति रखती है चित्र (8-5)।



चित्र (8-5)

वाताग्र पृष्ठ और घरातल की प्रतिच्छेद रेखा (AB) वाताग्र कहलाती है। वाताग्रों पर ही मौसम का सहसा परिवर्तन पाया जाता है। एक वाताग्र निम्नांकित विशेषताओं से युक्त होता है।

- (1) तापमान, विभव तापमान या घनत्व की तीव्र क्षैतिज प्रवणता।
- (2) हवा की मङ्गली (Confluent) गति अर्थात् अभिसरित हाती हवाएँ।
- (3) दाब द्रोणिका वाताग्र पर समदाब रेखाओं में असातत्य के कारण चक्रवाती क्रिक् (kink) आ जाता है।
- (4) ओसाक या विभव आद्र बल तापमान में तीक्ष्ण असातत्य।
- (5) वायु दिशा में असातत्य।
- (6) मेघाच्छन्नता में सहसा परिवर्तन।

8-61 अच्छी तरह विकसित वाताग्र तब बनते हैं, जब तापमान और आद्रता में अत्यधिक विभिन्न वायु राशियाँ एक-दूसरे की ओर अभिसरित हों। जब तापमान भिन्नता कम होती है या वायु गति इस प्रकार की हो कि वायु राशियों का अभिसरण अच्छी तरह न हो सके, तो वाताग्र बहुत कमजोर प्रकृति के बन पाते हैं।

वायुमण्डलीय प्रक्रम, जिसमें वाताग्र अथवा असातत्य पृष्ठ का निर्माण होता है घनाग्र उत्पत्ति (frontogenesis) कहलाता है। इसके लिए निम्नांकित दो पतितबोधों का होना अनिवार्य है —

जब वायुगति बहुत धीमी हो और विक्षोभ मिथरण अनुपस्थित हो, तो धरातलीय तापमान, विशेषकर तटीय क्षेत्रों में शाम के समय, किसी भीमा तक प्रतिनिधि प्राचन के रूप में लिया जा सकता है।

(2) क्षैतिज तापमान प्रवणता

अपने छात में ही नहीं, बल्कि शीतल सतहों पर से गुजरते समय भी, वायु राशियाँ की यह विशेषता पाई जाती है कि उनमें क्षैतिज तापमान प्रवणता बहुत कम होती है। जब तापमान असातत्य (discontinuity) स्पष्ट न हो, तो क्षैतिज तापमान प्रवणता की असातत्य रेखा, सम और विपरीत वायु राशियों की अलग-अलग चरण में सहायक हो सकती है।

(3) सापेक्ष आद्रता

यह तापमान, वाष्पीकरण तथा अवक्षेपण के अनुसार अत्यधिक परिवर्तनशील होती है, अतः वायु राशि निर्धारण के लिए सबथा अनुपयुक्त है।

(4) विशिष्ट आर्द्रता और आर्द्रता मिथरण अनुपात

ये अपक्षावृत्त अधिक स्थिर प्राचल हैं, और रुद्धोष्म या अर्द्धोष्म तापमान परिवर्तनों के प्रति सरक्षी हैं। ये वाष्पीकरण अथवा सघनन से परिवर्तित हो जाते हैं अतः इनके प्रति सरक्षी नहीं हैं। किन्तु यह परिवर्तन सापेक्ष आर्द्रता की अपक्षा बहुत धीमा होता है।

(5) ओसाक

जब तक वायुराशि से जलवाष्प की मात्रा में परिवर्तन न किया जाय, यह स्थिर दाब पर तापमान परिवर्तन के लिए सरक्षी रहता है। शुष्क रुद्धोष्म परिवर्तनों के लिए भी यह अर्द्ध सरक्षी है। तापमान की अपक्षा इसका दैनिक चलन भी बहुत कम होता है। जब धरातलीय तापमान स्थानीय कारणों से अधिक प्रभावित होता है, तो वायुराशि निर्धारण के लिए आमाक एक उपयुक्त प्राचन है।

(6) विभव तापमान (θ), विभव आर्द्र बल तापमान (θ_w) तथा तुल्याक विभव तापमान (θ_e)

जब तक वायु असंतृप्त है, θ उच्च वायु गति के लिए स्थिर प्राचल है। लेकिन सतृप्त अवस्था के बाद θ का मान, ह्रास दर में परिवर्तन के कारण, बदलता रहता है। इस दशा में θ_w सरक्षी होता है। θ_w और θ_e गिरती दूबा द्वारा वाष्पीकरण के लिए भी सरक्षी हैं। शुष्क तथा सतृप्त रुद्धोष्म प्रक्रियाओं के प्रति भी ये अर्द्ध सरक्षी प्राचल हैं।

(7) विभव छत्रम तुल्याक तापमान (θ_{sc}) तथा विभव छत्रम आर्द्र बल तापमान (θ_{sw})

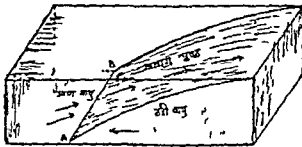
इन दोनों प्राचल का मान ठीक-ठीक ग्राम द्वारा ज्ञात किया जा सकता है। ये शुष्क और सतृप्त रुद्धोष्म परिवर्तनों के लिए दृढ़ता से सरक्षी विशेषता रखते हैं। गिरती वर्षा द्वारा हाने वाले वाष्पीकरण के प्रति भी ये अर्द्ध सरक्षी हैं। अतः वायु राशियों के निर्धारण के लिए θ_e और θ_{sw} सर्वोत्तम प्राचन सिद्ध हुए हैं।

860 वाताघ (Front)

वायु राशियों के स्थानांतरण के परिणामस्वरूप अनेक स्थानों पर विभिन्न गुणों से

युक्त वायु राशियाँ एक-दूसरे से मिलती हैं। यह सम्पर्क निम्नदाब क्षेत्रों में ही साधारणतः सम्भव होता है, जहाँ अभिसरण प्रवाह प्रमुखतः पाया जाता है।

जब दो वायु राशियाँ सम्पर्क में आती हैं, तो वे स्वतन्त्रतापूर्वक एक-दूसरे से मिश्रित नहीं हो पाती, बल्कि एक-दूसरे से भ्रमण रहने की प्रवृत्ति रखती हैं। उन दोनों वायु-राशियों के बीच एक पायबन्ध या सीमा पृष्ठ दीवार की तरह बन जाता है। इस पृष्ठ को वाताग्र-पृष्ठ कहते हैं। वाताग्र-पृष्ठ वास्तव में तीक्ष्ण सन्नमण की एक सतह है जो दोनों तरफ की वायु-राशियों की घनत्व भिन्नता के कारण स्वतन्त्र भुङ्कती आती है, क्योंकि गम हवा हल्की होने से पायबन्ध पृष्ठ पर ऊपर उठने का यत्न करेगी तथा ठंडी हवा पृष्ठ के नीचे से होकर गम हवा के नीचे आने की प्रवृत्ति रखती है चित्र (8 5)।



चित्र (8 5)

वाताग्र पृष्ठ और घरातल की प्रतिच्छेद रेखा (AB) वाताग्र कहलाती है। वाताग्र पर ही मौसम का सहसा परिवर्तन पाया जाता है। एक वाताग्र निम्नांकित विशेषताओं से युक्त होता है।

- (1) तापमान, विभव तापमान या घनत्व की तीव्र क्षैतिज प्रवणता।
- (2) हवा की सङ्गमी (Confluent) गति अर्थात् अभिसरित होती हवाएँ।
- (3) दाब द्रोणिका वाताग्र पर समदाब रेखाओं में असातत्य के कारण चक्रवाती किब (Kink) आ जाता है।
- (4) ओसाक या विभव आद्र बल तापमान में तीक्ष्ण असातत्य।
- (5) वायु दिशा में असातत्य।
- (6) मेघाच्छन्नता में सहसा परिवर्तन।

8 61 अच्छी तरह विवक्षित वाताग्र तब बनते हैं, जब तापमान और आद्रता में अत्यधिक विभिन्न वायु राशियाँ एक-दूसरे की ओर अभिसरित हों। जब तापमान भिन्नता कम होती है या वायु गति इस प्रकार की हो कि वायु राशियों का अभिसरण अच्छी तरह न हो सके, तो वाताग्र बहुत कमजोर प्रकृति के बन पाते हैं।

वायुमण्डलीय प्रक्रम, जिसमें वाताग्र अथवा असातत्य पृष्ठ का निर्माण होता है वाताग्र उत्पत्ति (frontogenesis) कहलाता है। इसके लिए निम्नांकित दो प्रतिबंधों का होना अनिवार्य है —

(1) वाताग्र के दोनों तरफ की वायु राशियों में तापमान का पर्याप्त विपर्याप्त घनत्व में प्रसातत्व से विभव तापमान का प्रसातत्व स्वत उत्पन्न हो जाएगा।

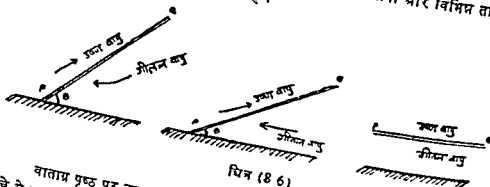
(2) अभिसरण-युक्त वायु प्रवाह, जो वायु राशियों को एन-डूतरे में सम्पर्क में लाए।

वाताग्रो का ह्रास होने प्रयत्न समाप्त हो जाने का प्रथम वाताग्र विनाश (frontolysis) कहलाता है। वाताग्र विनाश निर्मांकित दशाओं में सामान्यत होता है —

(1) वायु राशियों का कमजोर तापमान विपर्याप्त।

(2) अभिसरण को उत्साहित न करने वाला वायु प्रवाह।

8 62 वाताग्र व्यावहारिक रूप से एक तीक्ष्ण रेखा न होकर, साधारणत 5 से 100 किमी चौड़ाई का एक तर्जुन क्षेत्र होता है। इस क्षेत्र में मौसम तत्वों का परिवर्तन वायु राशियों की प्रवेसा अधिक तेजी से होता है। इस क्षेत्र में दोनो ओर विभिन्न तापमान और आद्रता की वायु राशियाँ पाई जाती हैं।



चित्र (86)

वाताग्र पृष्ठ पर ऊष्ण हवा ऊपर उठने की प्रवृत्ति रखती है तथा ठण्डी हवा में नीचे से पृष्ठ को उठाकर गम हवा में नीचे प्रवेश करने की प्रवृत्ति होती है। इस दिशा में ऐसा सोचना स्वाभाविक है कि इन प्रवाहों के कारण वाताग्र पृष्ठ PQ सन्तुलित होने से पूर्व स्वतंत्र वायुमण्डल में क्षैतिज स्थिति P'Q ग्रहण कर लेगा, किन्तु ऐसा होता नहीं है। मुख्यत कोरियालिस बल के कारण ढालवी भ्रमस्था में ही वाताग्र पृष्ठ सन्तुलित हो जाता है। यह पृष्ठ साधारणत 15-40 किमी/घण्टा की दर से भागे बढ़ता रहता है। गति के दौरान पृष्ठ ओर अधिक भूमि की ओर झुकता जाता है।

8 63 वाताग्रो का भौगोलिक घटन

वायुराशियों के स्रोत क्षेत्र और गति पर ही वाताग्र क्षेत्रों का विकास निर्भर करता है। अनुदल समकालीन परिस्थितियों में आकस्मिक रूप से निम्ना क्षेत्र विशेष में वाताग्र विकसित होकर तूफानी मौसम उत्पन्न करते हुए, एक निश्चित दिशा में बढ़ते जाते हैं और अपना कुछ दिनों का जीवन-चक्र पूरा कर स्वतः समाप्त हो जाते हैं। इनका विवरण भागे दिया जाएगा। इनके अतिरिक्त धरातल पर कुछ स्थायिविध वाताग्र क्षेत्र पाये जाते हैं। उत्तरी गोलार्ध के स्थायिविध वाताग्र निर्मांकित हैं —

(1) अटलांटिक-ध्रुवीय वाताग्र

सर्दियों में यह उत्तरी अमेरिका की ठण्डी महाद्वीपीय वायुराशि mP तथा सलग्न अटलांटिक महासागर की ऊष्ण वायु राशि mT के सम्मिलन से उत्पन्न होता है। यह वाताग्र क्षेत्र साधारणतः अटलांटिक तट के समीप ही पाया जाता है, जो उत्तर में दक्षिणी-पूर्वी बनाडा तक फैला हो सकता है। फ्राटोजेनिसिस के फलस्वरूप यूफाउडलैण्ड के दक्षिण में विशोभ उत्पन्न होते हैं, जो पश्चिमी प्रवाह के अधीन पूर्व की ओर चलते हुए यूरोप का प्रभावित करते हैं।

गर्मियों में वाताग्र क्षेत्र उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर बनाडा की दक्षिणी सीमा के समानान्तर स्थापित हो जाता है और इसकी तीव्रता सर्दियों की अपेक्षा घट जाती है।

(2) अटलांटिक-प्रायद्वीपीय वाताग्र

सर्दियों में यह वाताग्र, हिमच्छदित प्रायद्वीपीय तटहो की अतिशीतल वायु राशि तथा उन अपेक्षाकृत ऊष्ण हवाओं (mP) के सम्मिलन से बनता है, जो यूरोप के उत्तरी या उत्तरी-पश्चिमी तट के पास अटलांटिक महासागर पर पाई जाती है। गर्मियों में भी इसकी स्थिति लगभग वही रहती है, किंतु तीव्रता काफी घट जाती है। प्रायः प्रायद्वीपीय वाताग्र गर्मियों में दक्षिणी अक्षांशों की ओर हट जाता है और साधारणतः (62° उ०, 30° प० से 80° उ०, 19° पू०) तक ही फैला होता है।

(3) भूमध्य सागरीय वाताग्र

यह यूरोप की महाद्वीपीय शीतल वायु राशि तथा अफ्रीकी भूल की भूमध्य सागर पर स्थित ऊष्ण वायु राशि की सीमा है। तापमान बटन की अत्यन्त परिस्थितियों में, यह वाताग्र अधिक तीव्र हो उठता है। इससे उत्पन्न विशोभ प्रायः पूव की ओर अग्रसर होते हैं। कुछ विशोभ, जो थोड़ा दक्षिणी भाग अग्रसरते हैं, भारत में भी पहुँचते हैं। उत्तरी भारत की सर्दियों की वर्षा मुख्यतः इन्हीं विक्षोभों के कारण होती है। भारत में इन्हें पश्चिमी विशोभ कहा जाता है।

भूमध्य सागरीय क्षेत्रों में, सर्दियों की पर्याप्त वर्षा के लिए यही वाताग्र उत्तरदायी है। गर्मियों में वाताग्र लगभग समाप्त हो जाता है, फलतः यहाँ ग्रीष्म काल सूखा रह जाता है।

(4) प्रशांत ध्रुवीय वाताग्र

सर्दियों में प्रशांत महासागर के ऊपर, उप ऊष्ण कटिबंधीय प्रतिचक्रवात प्रायः दो कोशिकाओं में टूट जाता है तथा उनके बीच कॉल (Col) क्षेत्र बन जाता है। इस क्षेत्र में फ्राटोजेनिसिस के फलस्वरूप, एशियाई तट के पास वाताग्र विकसित होता है, जिसके एक ओर एशिया की शीतल महाद्वीपीय हवा तथा दूसरी ओर उत्तरी प्रशान्त की उप ऊष्ण कटिबंधी वायु राशि mT पाई जाती है। यह वाताग्र दक्षिणी पूर्वी एशिया तट के पास बहुत कम पाया जाता है।

गर्मियों में दक्षिणी-पूर्वी एशिया के मानसून प्रभाव के कारण प्रशांत ध्रुवीय वाताग्र उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर साइबेरिया के पूर्वी तट पर स्थापित हो जाता है।

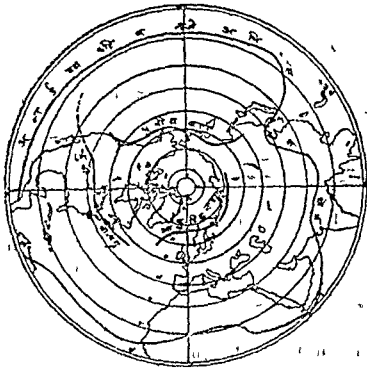
(5) अतः उष्णकटिबंधी अभिसरण क्षेत्र

यह मुख्यतः डोलड्रम पेटिका की मध्य स्थिति है, जो दोनों गोलार्धों की व्यापारी हवाओं की सीमा बनाती है। यह सीमा साधारणतः विसरित (diffused) होती है और अभिसरण क्षेत्र सङ्कीर्ण बँट में केन्द्रित न होकर, पर्याप्त चौड़ाई में फैल जाता है। यही कारण है कि यह वातांग क्षेत्र की परिभाषा की पूरात सार्थक नहीं करता। इसके अलावा दोनों व्यापारी हवाओं की ऊँच संरचना में इतना अन्तर नहीं पाया जाता कि उन्हें वास्तविक रूप से विभिन्न वायु राशियों की संज्ञा दी जा सके। यही कारण है कि इस क्षेत्र को अतः उष्ण कटिबंधीय वातांग की अपेक्षा अतः उष्णकटिबंधी अभिसरण क्षेत्र (Inter Tropical Convergence Zone या I T C Z) के नाम से जानना अधिक उपयुक्त है।

सदियों में यह क्षेत्र पूरात विषुव रेखा के दक्षिण में सुमात्रा और कोरल सागर (उत्तरी ऑस्ट्रेलिया) को काटता हुआ स्थित रहता है। किंतु गर्मियों में अभिसरण क्षेत्र उत्तरी गोलार्ध में पर्याप्त दूरी तक स्थानांतरित हो जाता है, जहाँ इसकी मध्य स्थिति उत्तरी भारत, दक्षिणी चीन तथा फिलीपाइन द्वीप समूहों से होकर गुजरती है।



जानवरी
दिन (११)
वातांग का भौगोलिक आवंटन

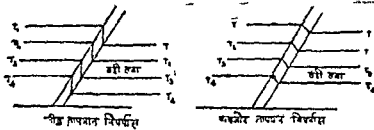


सुन्दर
चित्र (88)

वाताघ्न का भौगोलिक आवरण

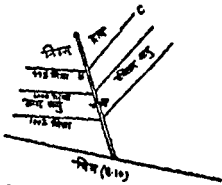
864 वाताघ्नो के गुण

(1) वाताघ्न ठण्डी और गम वायु राशि के बीच तीव्र सञ्चरण की एक पतली तह होती है, जो सामान्य दाना हवाओं के मिश्रण से बनती है। एक विकसित वाताघ्न पृष्ठ में तापमान की ऊर्ध्वाधर संरचना चित्र (89) की तरह होगी। कमजोर वाताघ्न में तापमान विपर्यय अपेक्षाकृत कम होता है।



चित्र (89)

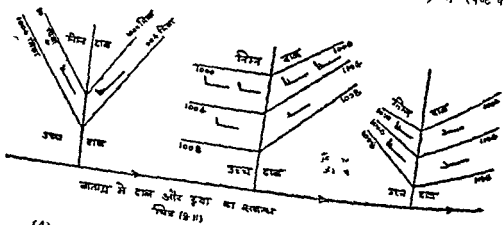
(2) चूँकि ठण्डी हवा, गर्म हवा से भारी होती है, अतः शीतल वायु राशि की



तरफ घरातलीय वायुदाब अधिक होगा। मान लीजिए, कोई समदाब रेखा AB गम वायु-राशि से होकर वाताग्र को बिन्दु B पर काटती है। ठण्डी वायु-राशि के क्षेत्र में प्रवेश करते ही एकाएक अधिक दाब हाँ जाने के कारण, समदाब रेखा एक किंक के माय BC की ओर धावर्तित हो जाएगी। घरातलीय वाताग्र पर समदाब रेखाओं का

प्रतिरूप चित्र (8.10) में स्पष्ट किया गया है।

(3) घरातलीय हवा समदाब रेखाओं के लगभग समान्तर बहती है, जिसमें निम्न दाब की ओर छोड़ा झुकाव पाया जाता है। अतः स्पष्ट है कि वाताग्र पर हवा में तीक्ष्ण असातत्य स्वाभाविक है। हवा का मोड़ चक्रवाती प्रवृत्ति होता है। हवा की गति में भी दाब प्रवणता के कारण, परिवर्तन आ सकता है। यदि ठण्डी वायु-राशि के क्षेत्र में, दाब प्रवणता अधिक होगी, तो वाताग्र पार करने के बाद वायु गति तीव्र हो जाएगी। विपरीत अवस्था में वायु-गति कम हो जाएगी। ये स्थितियाँ चित्र (8.11) में स्पष्ट की गई हैं।



(4) वाताग्र पृष्ठ में हवाएँ भूध्मावर्ती आकलन से बहुत भिन्न होती हैं। फलतः निम्नदाब की ओर अभिसर होकर अभिसरण उत्पन्न करती हैं। यही अभिसरण प्रारंभी वायु धाराओं तथा मौसम उत्पन्न करने का कारण बनता है।

8.70 वाताग्रों के प्रकार

मौसम उत्पन्न करने में वाताग्रों की सत्रियता, वायु-राशियों के उच्च प्रवाह पर निर्भर करती है। यदि ऊष्ण भाग की हवा वाताग्र क्षेत्र की अपेक्षा अधिक भारी गति रखती है, तो वाताग्र सामान्यतः अधिक सत्रिय हात है। ऐस वाताग्र एना-वाताग्र कहलाते

है। जब ऊष्ण हवा, ठण्डी वायु-राशि की अपेक्षा प्रचुरोह करती पाई जाती है, तो बहुत कमजोर वाताग्र बन पाते हैं। इन्हें केटा वाताग्र कहते हैं।

8 71 विभिन्न गुणों के अनुसार, वाताग्र निम्नांकित प्रकारों में बाँटे जा सकते हैं

(1) ऊष्ण वाताग्र (Warm front) - यह वह वाताग्र है, जिसमें ऊष्ण वायु, शीतल वायु को विस्थापित करती है। फलस्वरूप ऊष्ण वायु ऊपर उठती है, जो मेघ और वर्षा उत्पन्न कर सकती है। ऊष्ण वायु के वाताग्र-पृष्ठ पर चढ़ने के कारण, स्तरी प्रकार के मेघ ही सामान्यतः बनते हैं, जो कई तहों में स्थित होते हैं। ऊष्ण वाताग्र स सम्बन्धित मेघों में पक्षाभ, स्तरी पक्षाभ, मध्य स्तरी तथा कपासी बहुत सामान्य हैं। जब ऊष्ण वायु अस्थाई होती है तो कपासी और यँदा कदा कपासी वर्षा भी उत्पन्न हो सकने है।

ऊष्ण वाताग्र का झुकाव सामान्यतः 100° में $1^{\circ}400$ के बीच पाया जाता है। वाताग्र विशोभों की पश्चिम से पूव की ओर गति और वाताग्रों के समायोजन के कारणों से, किसी स्थान पर ऊष्ण वाताग्र पहले पहुँचता है। अतः इससे सम्बन्धित मौसम, जैसे हल्की वर्षा या फुहार तथा कुहरे की घटनाएँ किसी स्थान, को पहले प्रभावित करती हैं। ऊष्ण वाताग्र की वर्षा के कारण उत्पन्न नगी, वाताग्र पृष्ठ के नीचे शीतल वायु राशि में सघनित होकर कुहरा बन जाती है।

ऊष्ण वाताग्र में उत्पन्न मौसम की घटनाएँ ऊष्ण वायु राशि की प्रकृति पर विशेष निर्भर करती हैं। यदि वह वायु-राशि शुष्क और स्थायी है तो कम मेघ बन पाएँगे और वर्षा की सम्भावना बहुत छोटी रहेगी। किंतु वायु-राशि यदि आर्द्र तथा प्रतिबन्धी या सवहनिक रूप से अस्थाई है तो तड़ित भस्मा और बौछार की घटनाएँ भी सम्भव हैं।

ऊष्ण वाताग्र जब किसी स्थान से गुजरता है, तो वहाँ निम्नांकित प्रेक्षण स्पष्ट रूप से पाए जाते हैं (1) हवा का लगभग 45° तक दक्षिणावतन (Veering), (2) तापमान और मोसक की वृद्धि, (3) वाताग्र से पहले दाब का घटना तथा वाताग्र के गुजरने के बाद दाब की धीमी वृद्धि, (4) मौसम का साफ होना।

(2) शीतल वाताग्र (Cold front)

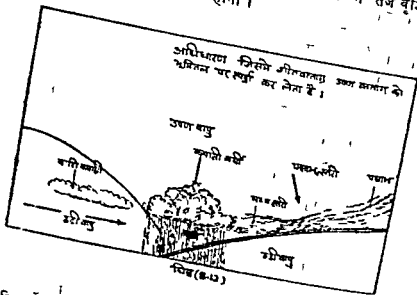
इसमें ठण्डी वायु राशि, ऊष्ण वायु को विस्थापित करती जाती है, जिससे ऊष्ण वायु, नीचे से ठण्डी हवा के ट्रार द्वारा ऊपर उठने को बाध्य होती है। सामान्यतः शीतल-वाताग्र पृष्ठों का झुकाव 140 से 1100 तक पाया जाता है, जो ऊष्ण वाताग्र के झुकाव-बोण की अपेक्षा बहुत अधिक होता है। इसका कारण यह है कि धरातलीय घरण भूमि पर चलती हुई शीतल वायु राशि को पीछे की तरफ खींचता है। अतः वाताग्र पृष्ठ पर नीचे से एक खिचाव बल F पीछे की ओर लगता है, जिसमें पृष्ठ का झुकाव-बोण अधिक पाया जाता है।

यदि ऊष्ण वायु, प्रतिबन्धी या सवहनिक रूप से अस्थायी हो तो, वह तीव्रता से ऊपर की ओर अग्रसर होती है और बहुधा कपासी-या गजन मेघ जनित करती है। फलतः शीत वाताग्र में सम्बन्धित मौसम घटनाएँ साधारणतः अधिक प्रचण्ड होती हैं—जैसे भारी वर्षा स्वाज्ञ घोले तथा भारी हिमपात। वर्षा का प्रभाव क्षेत्र लगभग 100 कि.मी. धाय तक फला होता है।

शीत वाताग्र का ऊर्ध्व भ्रूण गति की दिशा से विपरीत होता है। अतः इसके पहुँचने पर ही मौसम और मेघों का जनन एवाएक हो पाता है। शीत वाताग्र पहुँचने से पूर्व किसी मेघ विशेष का चिह्न साधारणतः नहीं मिलता। इस वाताग्र की गति, ऊर्ध्व वाताग्र की अपेक्षा अधिक पायी जाती है। यही कारण है कि शीत वाताग्र गुजरने के बाद प्रायः मौसम शीघ्र साफ हो जाता है जबकि वाताग्र किसी कारण विशेष से मद्धित न हो जाय। इसका एक कारण यह भी है कि शीत वाताग्र के पीछे भ्रवतलन प्रवाह मुख्य होता है, जो प्राकाश स्वच्छ करने में सहायता देता है।

कपासी और कपासी वर्षी शीत वाताग्र से सम्बन्धित मुख्य मेघ हैं, किन्तु स्तरी तथा मध्य स्तरी मेघ भी प्रचुर मात्रा में बनते हैं। शीत वाताग्र के गुजरते समय किसी स्थान पर निम्नांकित प्रभाव स्पष्ट प्रेक्षित किया जा सकता है

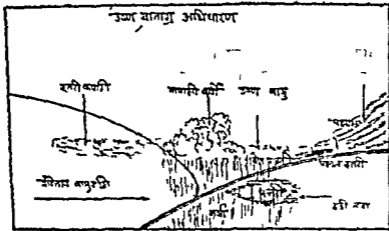
- (1) 45 से 180° तक धरातलीय हवा का दक्षिणावतन, (2) वाताग्र पहुँचने से पहले हवा का वामावतन (Backing), (3) तापमान और ओसाक का अचानक ह्रास, (4) वाताग्र के आगे दाव ह्रास, किन्तु वाताग्र गुजरने के बाद दाव में तेज वृद्धि, (5) वाताग्र गुजरने के बाद मौसम का तेजी से साफ होना।



(3) अधिच्छिन्न वाताग्र (Occluded front)

सामान्यतः किसी विधोम में शीत वाताग्र ऊर्ध्व वाताग्र की अपेक्षा तेजी से गति करता है। अतः यह शीत वाताग्र के आगे बढ़कर ऊर्ध्व वाताग्र को पकड़ लेता है। इस स्थिति में शीत और ऊर्ध्व वाताग्र के बीच की ऊर्ध्व वायु-राशि ऊपर उठ जायगी और धरातल पर शीत और ऊर्ध्व वाताग्रों के बीच की ठण्डी हवाएँ एक दूसरे के सम्पर्क में आ जायँगी। यह स्थिति अधिच्छिन्न वाताग्र कहलाती है चित्र (8-12)।

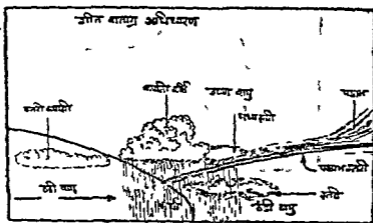
जब भागे बढ़ती हुई ठण्डी हवा, ऊष्ण वातावरण, पृष्ठ के नीचे की ठण्डी हवा की अपेक्षा गम होती है, तो ऊष्ण वातावरण के उठ जाने के बाद, ऊष्ण वातावरण प्रकार का अधिधारण बनता है, चित्र (8 13)।



चित्र (8 13)

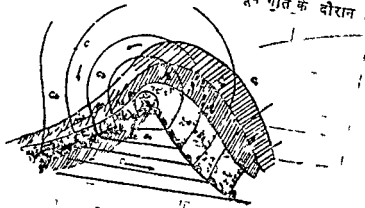
इस स्थिति में ऊष्ण वातावरण पृष्ठ के नीचे की अधिक ठण्डी हवा, ऊष्ण वायु को ऊपर उठा देती है और यह ऊष्ण वायु, उष्ण वातावरण पृष्ठ पर ऊपर की ओर, गर्म गर्म रहने लगती है। इस अधिधारण में ऊष्ण वातावरण के प्रकार का ही मौसम उत्पन्न होता है। किंतु ऊपर शीत वातावरण से बौछार और गजन मेघ की घटनाएँ सम्बन्धित होती हैं।

जब शीत वातावरण पृष्ठ के नीचे की ठण्डी हवा, ऊष्ण वातावरण पृष्ठ के नीचे की हवा से अधिक शीतल होती है, तो ऊष्ण वातावरण के उठ जाने के बाद, शीत वातावरण प्रकार का अधिविष्ट वातावरण बनता है, जिसकी मुख्य रूप से मौसम सम्बन्धी वही विशेषताएँ हैं, जो एक ऊष्ण वातावरण में पाई जाती हैं चित्र (8 14)।



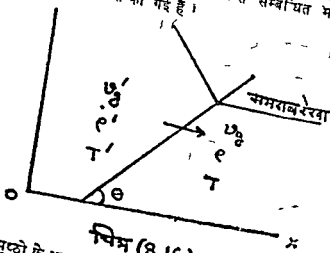
चित्र (8 14)

872 एक वाताग्र विक्षोभ में, जिसे इतर ऊष्ण कटिबंधी (extratropical) साइक्लोन भी कहते हैं, ऊष्ण और शीत वाताग्र आवश्यक रूप से पाये जाते हैं। ये साइक्लोन मध्य और उच्च अक्षाणों में वाताग्र सक्रियता के फलस्वरूप उत्पन्न होते हैं। साइक्लोन की अधिक विकसित अवस्था में अधिधारण उत्पन्न हो जाता है। धरातलीय मौसम चाट पर एक पूरा विकसित वाताग्र विक्षोभ के संरचना चित्र (815) की भांति प्रदर्शित होता है। ऊष्ण और शीत वाताग्र के बीच, ऊष्ण वायु का त्रिभुजाकार भाग ऊष्ण सेक्टर कहलाता है। पश्चिम से पूर्व गति के दौरान किसी स्टेशन



चित्र (8-15)

पर पहले ऊष्ण वाताग्र प्रभावित करता है। फिर ऊष्ण सेक्टर आता है जो तापमान एका एक अधिक कर देता है। अंत में शीत वाताग्र स्टेशन पर पहुँचता है, जिसके गुजरने के बाद मौसम प्रायः शीघ्र साफ हो जाता है। वाताग्रों से सम्बंधित मौसम और मेघ की घटनाएँ चित्र (816) में अंकित की गई हैं।



चित्र (816)

873 वाताग्र पृष्ठों के झुकाव कोण भारगुली सूत्र वाताग्र पृष्ठ दो विभिन्न घनत्व वाली हवाओं का पृथक-भारक पृष्ठ है विम

सामान्यतः धरातल से उठकर क्षैतिज भ्रमस्या में सन्तुलित हो जाना चाहिए। किंतु पृथ्वी के घूर्णन के कारण, वाताग्र क्षैतिज से कोण Θ बनाते हुए ही सन्तुलन की स्थिति प्राप्त कर लेती है। कोण Θ वाताग्र पृष्ठ वा भुकाव कोण कहलाता है। यह भुकाव घनत्व के घमातत्य और हवा के वेग पर निर्भर करता है।

Θ के मान की गणितीय गणना के लिए मारगुली का निम्नांकित सूत्र प्रयुक्त किया जा सकता है। यह सूत्र चित्र (8 16) द्वारा व्युत्पन्न (derive) किया जा सकता है, जिसमें Y-घटक वाताग्र के समान्तर और Z-घटक तल वाताग्र पृष्ठ के लम्बवत् लिया गया है।

$$\tan \Theta = \frac{f(\rho v g - \rho' v' g)}{g(\rho - \rho')}$$

जहाँ ρ और ρ' तथा vg और $v'g$ वाताग्र A के दोनों ओर, किनारों के बहुत पास धरातलीय घनत्व और भूध्यावर्ती हवाका के मान हैं। g गुरुत्व जनित त्वरण तथा f कोरियालिम प्राचल है।

— तापमान के पक्षों में,

$$\tan \Theta = \frac{f(vgT' - v'g'T)}{T' - T}$$

8 80 वाताग्र विक्षोभ—इतर ऊष्ण कटिबंधी साइक्लोन (Extra tropic cyclone)

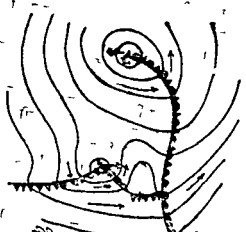
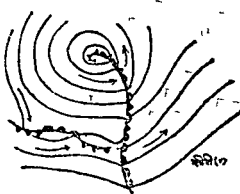
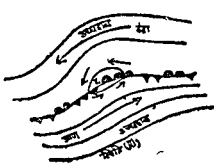
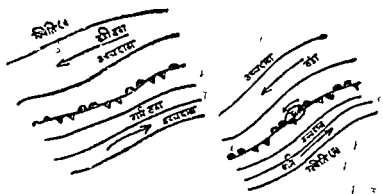
वाताग्र विक्षोभ द्रोणिका, निम्नदाब तथा भ्रवदाब (depression) के रूप में पश्चिम से पूर्व की ओर गति करते हुए मध्य अक्षांशों की जलवायु पर प्रमुख रूप से प्रभावकारी रहते हैं, जहाँ दुर्दै इतर ऊष्ण कटिबंधी साइक्लोन या साइक्लोन के नाम से जाना जाता है। साइक्लोन अर्द्धी तरह विकसित वाताग्रों के क्षेत्र में जन्म लेते हैं। मध्य अक्षांशों में ध्रुवीय तथा ऊष्ण कटिबंधीय वायु राशियों के सम्मिलन से यहाँ वाताग्रों के बनने की सुविधा अधिक पाई जाती है।

यह विकसित साइक्लोन ऊष्ण वाताग्र, शीत वाताग्र तथा उष्ण सेक्टर से सुसज्जित होता है, जिसकी संरचना धरातलीय मौसम मानचित्र पर चित्र (8 15) द्वारा स्पष्ट की गई है। अधिकांश विकास की भ्रवस्या में अधिधारण पोया जाता है। अधिधारण की भ्रवस्या में ऊष्ण वाताग्र का चिन्ह धरातलीय मानचित्र पर नहीं मिलता।

सामान्य दशा में गम्भीर निम्न दाब भ्रवया भ्रवदाब के रूप में विकसित साइक्लोन में 9-10 किमी ऊँचाई तक, उच्चतर वायु में चक्रवाती प्रवाह या द्रोणिका पाई जाती है। ऐसे साइक्लोन लगभग 1000 किमी व्यास के क्षेत्र पर अपना प्रभाव रखते हैं। उच्च क्षोभ मण्डल में जेट धाराओं के प्रभाव में, सभी साइक्लोन पूर्व की ओर गति करते हैं। गति की दर 20 से 40 किमी प्रति घण्टा तक पाई जाती है, जो सदियों में गमियों से साधारणतः अधिक होती है।

8 81 साइक्लोन के विकास की भ्रवस्थाएँ

साइक्लोन का जीवन चक्र एक स्थिर वाताग्र से आरम्भ होता है, जिसके दोनों ओर क्रमशः गम और ठण्डी हवाएँ विद्यमान हो। यह दशा चित्र (8 17) स्थिति (1) में



मिट्टाई गई है जिसमें ऊष्ण हवा का प्रवाह पश्चिमी तथा शीतल हवा का प्रवाह पूर्वी है।
 वयु प्रवाह के समानांतर होने के कारण वातावरण AB स्थिर है। इस वातावरण में भारोही
 धाराएँ अनुवस्थित होती हैं अतः इनमें मघ जनन की सम्भावनाएँ बहुत क्षीण हो जाती
 हैं। पूर्वी टांगी हवा नीचे आने की प्रवृत्ति रखती है अतः वातावरण पृष्ठ में एक भुंगव

चित्र (७) द्वितीयक विक्षोभ का संयुक्त चित्र (७/१)

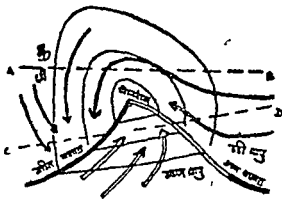
उत्पन्न हो जाएगा। इन पृष्ठ के दोनो ओर धरातलीय हवाएँ, एक दूसरे की विपरीत दिशा में प्रवाहित होती हैं, जिससे शीघ्र वायु अणुरूपण विकसित हो जाता है। पर्याप्त वायु अणुरूपण के कारण जब यह गतुला विगड़ता है, तो वाताघ पृष्ठ में 1 तरंग उत्पन्न हो जाती है और पृष्ठी तल की ऊष्ण हवा, शीतल हवा में एक उभार बना देती है। इस दशा में वाताघ AB चित्र की स्थिति (ii) का आकार ग्रहण कर लेता है, जिसमें धरातलीय वाताघ में एक उभार स्पष्ट हो जाता है।

यदि तरंग स्थायी है, तो यह और विकसित नहीं हो सकेगी और इसी अवस्था में गतिमान रहेगी। किंतु यदि तरंग अस्थायी है तो इसका आयाम और बढ़ेगा। स्थिति (iii) की अवस्था घाते घाते माइकलोन का मॉडल स्पष्ट होन लगता है, जिसमें ऊष्ण हवा शीतल वायु के ऊपर चढ़ने तथा शीतल वायु ऊष्ण हवा के नीचे प्रविष्ट होने की चेष्टा करने लगती है। इसके फलस्वरूप, ऊष्ण और शीतल वाताघ अलग अलग रूप धारण कर लेते हैं। शीघ्र पर निम्नदाब भी उत्पन्न हो जाता है। 600 किमी से छोटी तथा 3000 किमी से बड़ी तरंग दृश्य की तरंगें सामान्यतः स्पाई और साइक्लोन में विकसित नहीं होती। इन सीमाओं के बीच की तरंगें, पर्याप्त वायु अणुरूपण अथवा अथ विद्योर्धों या पर्वतीय श्रृंखलाओं की उपस्थिति में अस्थायी होती हैं तथा साइक्लोन में विकसित होने की क्षमता रखती हैं। इन्हें साइक्लोन तरंगें कहते हैं।

साइक्लोन तरंगों का आयाम जब स्थिति (iii) में और अधिक विकसित होता है तो शीत वाताघ को नीचे से उठाकर अधिविष्ट वाताघ पैदा कर देता है, स्थिति (iv)। इस स्थिति में ऊष्ण सेक्टर के शीघ्र पर समदाब रेखाएँ सिमटती जाती हैं और निम्नदाब गम्भीर होने लगता है और गर्म गर्म अवदाब का रूप ले लेता है।

अधिघारित अवदाब में ऊष्ण हवा पूरगत ऊपर उठा ली जाती है। अधिघारण बढ़त रहने से भूमितल की वाताघ-संरचना बिलीन हो जाती है और साइक्लोन उच्चतर वायुमण्डल में अत्रवाती प्रवाह का रूप धारण कर लेते हैं। स्थिति (v) और (vi)।

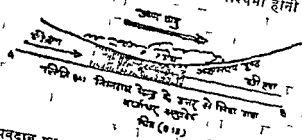
882 एक अधिघारित इतर ऊष्ण अटिबधी अवदाब की संरचना तथा सम्बन्धित मौसम श्रृंखलाएँ चित्र (818) में प्रदर्शित की गई हैं। स्थिति (i) धरातलीय मौसम घाट पर अवदाब का प्रदर्शन है। अणुने पश्चिम से पूर्व की यात्रा के दौरान, इस प्रारूप का ऊष्ण वाताघ सबसे पहले किसी स्टेशन पर पहुँचता है। स्टेशन पर पहुँचने के एक-दो दिन पहले से ही, पश्चिम भय दिखाई देने लगते हैं। फिर Cs As तथा Sc मेघ श्रृंखलाबद्ध रूप में स्टेशन को प्रभावित करते हैं। कुहर और हल्की वर्षा की घटनाएँ तथा कुहरे उत्पन्न होने लगते हैं। यदा यदा नमी और अस्थायित्व की अनुवृत्त परिस्थितियों में यह वाताघ, कपासी और कपासी वर्षा मेघ भी उत्पन्न कर सकता है। ऊष्ण वाताघ गुजर जाने के बाद ऊष्ण सेक्टर घाता है, जो तापमान बढ़ा देता है तथा मौसम कुछ समय के लिए साफ हो जाता है। फिर शीत वाताघ का आगमन स्टेशन पर अचानक सा प्रतीत होता है, क्योंकि गति से विपरीत दिशा में अणुव के कारण, शीत वाताघ पर जनित मेघ नहीं पहुँच पाते। शीत वाताघ सामान्य रूप से कपासी तटित मेघ बनाता है, जिससे सम्बन्धित भारी वर्षा, स्नोबाल, बोलें, हिमपात आदि घटनाएँ उत्पन्न होती हैं। शीत वाताघ के गुजरने के बाद उमके पीछे की शीतल हवा शीत तरंगों के रूप में स्टेशन पर से गुजरती है। तापमान गिरने से कुहरकी घटना भी बहुत सामान्य है।



चित्र (ii) उष्णकटिबंधीय तूफानी चक्र

चित्र (ii) (B)

स्थिति (ii) श्रवदाब का वह ऊंचा अनुच्छेद (Vertical cross section), प्रदर्शित करता है, जो निम्न दाब क्षेत्र के उत्तर से लिया गया है। इसमें स्पष्ट हो जाता है कि अधिधारण की स्थिति में ऊष्ण हवा धरातल पर नहीं आती, किंतु उच्चतर वायुमण्डल में उठी होती है। चूंकि निम्नदाब क्षेत्र के उत्तर से ऊष्ण हवा उठाई गई है, अतः धरातलीय ठण्डी हवा का गति पूर्वो तथा ऊपरी ऊष्ण हवा की गति पश्चिमी होनी चाहिए।



चित्र (iii) निम्नदाब क्षेत्र के उत्तर से लिया गया वर्तमान अनुच्छेद चित्र (B.11)

स्थिति (iii) श्रवदाब का वह ऊंचा अनुच्छेद है जो निम्नदाब क्षेत्र के दक्षिण से लिया गया है। शीतल वायु, जिस प्रकार ऊपर उठती है और ऊष्ण वायु में जिस प्रकार वेज (wedge) बनाती है, यह इस चित्र से स्पष्ट है।



चित्र (iv) निम्नदाब क्षेत्र के दक्षिण से लिया गया वर्तमान अनुच्छेद चित्र (B.12)

8 83 इतर ऊँचा कटिबन्धी साइक्लोनो मे ऊर्जा का मुख्य स्रोत दाना वायु-राशिया मे तापमान का विपर्यास ही है । ऊपर उठती हवा द्वारा सघनित जल से निकली गुप्त ऊष्मा भी, विशेषकर जब अपनी यात्रा के दौरान ऊष्ण और आद्र महासागरीय 'हवाओ का भागमन होता हो, पर्याप्त ऊर्जा देती है ।

8 84 अधिघारण प्रक्रम के अंत में जब प्रारम्भिक भवदाब लगभग बिसीन होने लगता है, तो शीत वाताग्र का कुछ भाग पीछे छूट जाता है, जो पुन विक्षोभ उत्पन्न करने का आधार बन सकता है । तब प्रारम्भिक भवदाब के दक्षिण-पश्चिम में कभी कभी अनुकूल परिस्थितिया में द्वितीयक भवदाब बन जाते हैं, जो संरचना और प्रकृति में प्रारम्भिक भवदाब के ही समान होते हैं, उसी दिशा में अग्रसर होते हैं और वही जीवन चक्र अपनाते हैं । द्वितीयक भवदाब भी अनुकूल परिस्थितियों में, दूसरे-साइक्लोन को प्रेरित कर सकते हैं । इस प्रकार, एक विकसित भवदाब से एक पूरा साइक्लोन परिवार सम्बन्धित होता है, जिसमें प्रत्येक सदस्य अपने जनक से साधारणतः क्षीणतर होता है ।

भूमध्य सागर में जनित प्रारम्भिक वाताग्र भवदाबों या निम्न दाबों द्वारा जनित किए गए साइक्लोन परिवार के ही कुछ सदस्य, जो अपक्षावृत्त दक्षिणी भाग पर अग्रसर होते हैं, नवम्बर से मई तक उत्तरी भारत तक पहुँचते हैं और सदियों की वर्षा उत्पन्न करते हैं । भारत में इन्हें पश्चिमी विक्षोभ (Western disturbance) कहा जाता है । जो विक्षोभ, प्रारम्भिक साइक्लोन के किन्हीं सदस्यों द्वारा प्रेरित किए गए धरातलीय निम्नदाब के रूप में पहुँचते हैं, उन्हें प्रेरित, निम्नदाब (induced low) कहते हैं ।



9

उष्ण कटिबन्धी विक्षोभ, चक्रवाती तूफान और प्रतिचक्रवात

(Tropical Disturbances, Revolving Storms and Anticyclones)

9 10 उष्ण कटिबन्धी विक्षोभ

सम्पूर्ण पृथ्वी की लगभग आधी सतह उष्ण कटिबन्धी क्षेत्रों से घिरी है, जिसका अधिकांश भाग महासागरीय है। यहाँ घरातलीय वायु प्रवाह बहुत घीसा होता है। भूत उष्ण कटिबन्धी का बहुत बड़ा भाग विषुवत् रेखीय वायु राशि या विशाल स्रोत क्षेत्र बन जाता है। किसी अन्य वायु राशि की अनुपस्थिति में वातावरण विक्षोभ की उत्पत्ति इन क्षेत्रों में नहीं हो पाती है।

किन्तु व्यापारी हवाया विषुवत् रेखीय पूर्वी हवाओं के अभिसरण से भारीही धाराएँ उत्पन्न होती हैं जो इन क्षेत्रों में अत्यधिक भेद तथा वर्षा उत्पन्न किया करती हैं। समान गुणों वाली हवाओं का अभिसरण वातावरण नहीं बहलाता। यही कारण है कि दोनों उष्ण कटिबन्धी की व्यापारी हवाया का सम्मिलित क्षेत्र 'अतउष्ण कटिबन्धी अभिसरण क्षेत्र' कहलाता है, न कि अतउष्ण कटिबन्धी वातावरण।

विषुवत् रेखीय अभिसरण क्षेत्र की स्थिति और समय में नियमितता नहीं पाई जाती। अतः इसके द्वारा उत्पन्न विद्युत् की समकालीन अध्ययन एवं सह-सम्बन्ध ज्ञान करना एक दुर्लभ समस्या है।

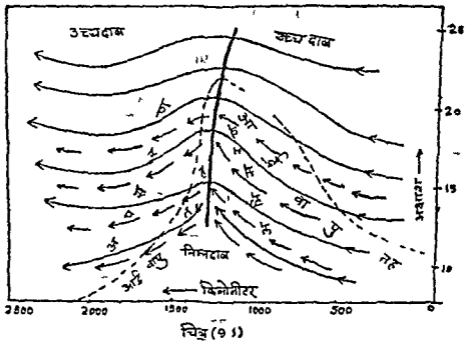
9 11 अधिकांश विषुवत् रेखीय वर्षा वर्षा की तथा वर्षा की वर्षा मेघा द्वारा प्राप्त होती है, जिसके लिये नमी के अनिश्चित ऊर्ध्व धाराओं का उपस्थित होना भी अनिवार्य है। ये ऊर्ध्व धाराएँ निम्नांकित कारणों से उत्पन्न हो सकती हैं —

- (1) हवाओं का अभिसरण।
- (2) हवाओं का पर्वतीय उत्पादन।
- (3) घरातलीय उत्पन्न से उत्पन्न अस्थायित्व।

9 12 पूर्वी तरंग (Easterly Waves)

मध्य प्रशान्त महासागर की व्यापारी हवाओं की विषुवत् रेखीय पूर्वी वायु प्रवाह में एक और प्रकार का विक्षोभ प्रायः गर्मियों में तरंग द्रोणिका के प्रकार में जन्मित होता है। द्रोणिका AB घरातलीय मौसम मानचित्र पर पूर्व की ओर झुकी होती है। यह तरंग पूर्वी वायु प्रवाह में पश्चिम की ओर, लगभग 600 किमी प्रतिदिन के वेग से चलती है।

अभिसरण तथा भागे अपसरण प्रमुख होता है। फलतः द्रोणिका रेखा AB के ठीक पीछे गजन मेघ और बौछार की, पटनाएँ पाई जाती हैं और तापमान एकाएक घट जाता है। रेखा के भागे अपसरण के कारण भ्रवतलन प्रवाह उपस्थित धाद्रंता की ऊपर उठने से रोब देता है। अतः द्रोणिका के भागे साधारणतः स्वच्छ मौसम या प्रकीर्ण कपासी मेघ तथा धरातल पर धुँध उत्पन्न हो सकते हैं।



व्यापारी हवाओं में इस प्रकार की अनुप्रस्थ विक्षोभ तरंगें, पूर्वी तरंगें कहनाती हैं। तरंग द्रोणिका के विपुवत् रेखीय सिरे के पास प्रायः एक कमजोर निम्नदाब क्षेत्र उपस्थित रहता है जो अनुकूल परिस्थितियों में भ्रवदाब या चक्रवाती तूफान में विवसित हो सकता है।

विशेषकर सर्दियों में जब विपुवत् रेखीय भागों में व्यापारी हवाओं के क्षेत्र में व्युत्क्रमण-तह अनेक स्थानों पर बहुत तीव्र होती है, पूर्वी तरंगें उत्पन्न नहीं हो पाती। गर्मियों में व्युत्क्रमण जिन क्षेत्रों में कमजोर हो जाते हैं, वहीं तरंगों की उत्पत्ति के लिए सर्वाधिक सुविधा प्राप्त रहती है।

9.13 उष्ण कटिबंधी विक्षोभ, जो प्रायः विपुवत् रेखीय सागरों के अभिसरण क्षेत्रों में जनित होते हैं तथा अपनी यात्रा के दौरान प्रभावित क्षेत्रों में वर्षा उत्पन्न करते हैं, अनेक दाब प्रणालियों के रूप में पाए जाते हैं। समकालीन मौसम मानचित्रों पर इन प्रणालियों का प्राकृतिक बढती हुई तीव्रता के क्रम में निम्नांकित है —

(1) द्रोणिका (Trough) -

(2) निम्नदाब क्षेत्र—यह बंद समदाब रेखा से घिरा निम्नदाब क्षेत्र है, जिसमें चक्रवाती वायु प्रवाह प्रायः हल्का (17 नाट) से कम पाया जाता है।

(3) भ्रवदाब (Depression)—केन्द्र पर वायुदाब अधिक कम हो जाने से निम्नदाब भ्रवदाब से सर्वाधिक हो जाता है। इस भ्रवस्या में निम्नदाब क्षेत्र दो बन्द समदाब रेखाओं से घिरा होता है। ये समदाब रेखाएँ प्रायः दो मिलीबार दायान्तर पर खींची जाती हैं। दाब प्रवणता बढ़ जाने से चक्रवाती प्रवाह तीव्र हो जाता है जिसकी सीमा 17 से 27 नाट तक निर्धारित की गई है।

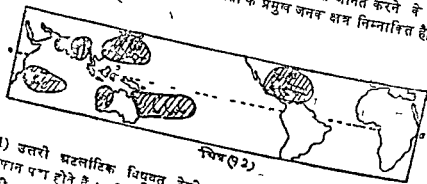
(4) गभीर भ्रवदाब (Deep Depression)—दो या तीन समदाब रेखाओं से घिरा वह निम्नदाब क्षेत्र, जिसमें दाब प्रवणता और बढ़ जाती है, गभीर भ्रवदाब कहलाता है। इसमें वायु प्रवाह की सीमा 28 से 37 नाट निर्धारित की गई है।

(5) चक्रवाती तूफान (Cyclonic Storm)—गभीर भ्रवदाब और तीव्र होने पर चक्रवाती तूफान बन जाता है। इस भ्रवस्या में अत्यधिक दाब प्रवणता इंगित करत हुए मानचित्र पर चार या पांच बंद समदाब रेखाएँ पाई जाती हैं तथा चक्रवाती प्रवाह 38-47 'नाट' के बीच रहता है।

(6) भीषण चक्रवाती तूफान या हुरीकेन (Hurricane)—जब चक्रवाती तूफान और अधिक प्रचण्ड रूप धारण कर लेता है, तो भीषण चक्रवाती तूफान कहलाता है। इस दशा में मौसम मानचित्र, अत्यधिक प्रवणता-युक्त 6 या 6 से अधिक बंद समदाब रेखाएँ प्रदर्शित करता है तथा प्रवाह तीव्रता 48 नाट या अधिक पाई जाती है।

9.14 उत्पत्ति के क्षेत्र

अधिकतम उष्ण कटिबंधी विशोम, पूर्वी तरंगों में उष्ण महासागरो के उन भागों में उत्पन्न होते हैं जो अतः उष्ण कटिबंधी अभिसरण क्षेत्र के प्रभाव क्षेत्र में पड़ते हैं। अभिसरण क्षेत्र के ऋतुनिष्ठ स्थानांतरण के साथ भ्रवदाबों के जनक क्षेत्र भी स्थानान्तरित होते रहते हैं। दोनों गोलादों में उष्ण कटिबंधों का सम्पूर्ण महासागरीय भाग, जहाँ तापमान 25°C से अधिक पाया जाता है भ्रवदाब और चक्रवात जनित करने के उपयुक्त हैं, बिन्दु प्रचण्ड रूप के उष्ण कटिबंधी चक्रवातों के प्रमुख जनक क्षेत्र निम्नांकित हैं, जिन्हें चित्र (9.2) में दिया गया है।



(1) उत्तरी अटलांटिक विषुवत रेखीय भाग—यहाँ अगस्त और सितम्बर में चक्रवाती तूफान पैदा होते हैं। पश्चिम या पश्चिम उत्तर पश्चिम की धार बढ़त हुए, ये तूफान उत्तरी अमेरिका के दक्षिणी पूर्वी तट को प्रभावित करते हैं।

(2) उत्तरी केरिबियन सागर—इसमें जून से नवम्बर तक तूफान उत्पन्न होते हैं। मेक्सिको की खाड़ी में भी इन्हीं दिनों चक्रवात जनित होते हैं। ये सभी सामान्यतः उत्तर-पश्चिम की ओर भ्रमसर होते हैं।

(3) निम्न अक्षांशीय प्रशांत महासागर में, चक्रवातों की उत्पत्ति के कई क्षेत्र हैं। मेक्सिको तट के पास उत्तरी प्रशांत महासागर में, जून से नवम्बर तक चक्रवात बनते हैं। फिलीपाइंस और चीन सागर तथा सलग्न प्रशांत महासागर (170 पूर्वी देशान्तर के पास) में मई से दिसम्बर तक पर्याप्त संख्या में चक्रवात उत्पन्न होते हैं। उत्तरी गोलार्ध के चक्रवात प्रायः पश्चिम से उत्तर पश्चिम की ओर का भाग अपनाते हैं जबकि दक्षिणी गोलार्ध के चक्रवात पश्चिम या दक्षिण की ओर बढ़ते हैं।

(4) बंगाल की खाड़ी में मई से दिसम्बर तथा अरब सागर में मई, जून तथा अक्टूबर से दिसम्बर तक चक्रवात बनते हैं। दक्षिणी हिन्द महासागर में मेडागास्कर से 90 अंश पूर्वी देशान्तर तक का क्षेत्र नवम्बर से मई तक चक्रवातों का प्रजनन करता है।

भारतीय सागर में भ्रवदाब उन क्षेत्रों में जनित होते हैं, जहाँ उत्तर-पूर्व या उत्तर-पश्चिम से आती शुष्क थलीय हवाएँ दक्षिण से आती आर्द्र महासागरीय हवाओं से अभिसरित होती हैं। यह क्षेत्र जनवरी तथा फरवरी में विषुव रेखा के दक्षिण में स्थित होता है, जो सूर्य के साथ धीरे धीरे उत्तर की ओर स्थानान्तरित होता जाता है, तथा मई के दूसरे या तीसरे सप्ताह तक मध्य बंगाल की खाड़ी तक आ जाता है। भ्रवदाबों का जनन क्षेत्र उत्तर की ओर तब तक बढ़ता रहता है, जब तक कि उत्तर भारत पर मानसून द्रायिका पूर्णतः स्थापित नहीं हो जाती। यह जून के अंत या जुलाई के प्रारम्भ तक हो पाता है। इस स्थिति में भ्रवदाब बंगाल की खाड़ी के शीत स्थल पर उत्पन्न होने लगते हैं। ये मानसून भ्रवदाब कहलाते हैं, जो प्रभावित क्षेत्रों में मानसून की सक्रियता बहुत बढ़ा देते हैं।

सूर्य के दक्षिण की ओर स्थानान्तरण के साथ, उत्पत्ति क्षेत्र अथवा अभिसरण क्षेत्र पीछे हटने लगते हैं साधारणतः दक्षिण पूर्व की ओर। अक्टूबर तक ये क्षेत्र पुनः मध्य खाड़ी तथा दिसम्बर में विषुव रेखा तक पहुँच जाते हैं।

अरब सागर में थलीय और सागरीय हवाओं के विभाजन क्षेत्र स्पष्ट रूप से दृष्टि-गोचर नहीं हो पाते हैं। ग्रीष्म मानसून काल (जून-सितम्बर) में अरब सागर में साधारणतः कोई भ्रवदाब उत्पन्न नहीं होते। बंगाल की खाड़ी में उत्पन्न हुए भ्रवदाब मदाकेश भारतीय प्रायद्वीप से गुजर कर उत्तरी अरब सागर में प्रवेश कर जाते हैं। अरब सागर में भ्रवदाब तथा चक्रवातों की उत्पत्ति मई तथा प्रारम्भिक जून या फिर अक्टूबर-नवम्बर में पाई जाती है। अक्टूबर-नवम्बर के चक्रवात दोनों ही सागरों में अत्यधिक प्रचण्ड होते हैं।

9.15 ऊर्जा स्रोत

उष्ण सागर तनों पर व्यापारी या विषुव रेखीय अभिसरण तथा सौर ऊष्मण के कारण आर्द्र हवाओं में उच्च धाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं। ये हवाएँ कुछ ऊँचाई पर स्ट्रोकम शीतलन के कारण सघनित होती जाती हैं। सघनन द्वारा छोटी गड्ढी गुप्त ऊष्मा ही,

(3) **अवदाव (Depression)**—केंद्र पर वायुदाव अधिक कम हो जाने से निम्नदाव अवदाव में सर्वाधिक हो जाता है। इस अवस्था में निम्नदाव क्षेत्र दो बंद समदाव रेखाओं से घिरा होता है। ये समदाव रेखाएँ प्रायः दो मिलीबार दावान्तर पर घीची जाती हैं। दाव प्रवणता बढ़ जाने से चक्रवाती प्रवाह तीव्र हो जाता है जिसकी सीमा 17 से 27 नाट तक निर्धारित की गई है।

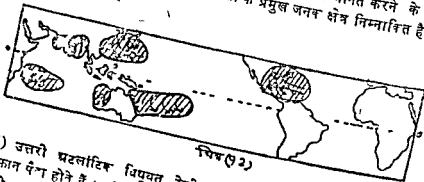
(4) **गभीर अवदाव (Deep Depression)**—दो या तीन समदाव रेखाओं से घिरा वह निम्नदाव क्षेत्र, जिसमें दाव प्रवणता और बढ़ जाती है, गभीर अवदाव कहलाता है। इसमें वायु प्रवाह की सीमा 28 से 37 नाट निर्धारित की गई है।

(5) **चक्रवाती तूफान (Cyclonic Storm)**—गभीर अवदाव और तीव्र होने पर चक्रवाती तूफान बन जाता है। इस अवस्था में अत्यधिक दाव प्रवणता इंगित करते हुए मानचित्र पर चार या पांच बंद समदाव रेखाएँ पाई जाती हैं तथा चक्रवाती प्रवाह 38-47 'नाट' के बीच रहता है।

(6) **भीषण चक्रवाती तूफान या हुरीकेन (Hurricane)**—जब चक्रवाती तूफान और अधिक प्रचण्ड रूप धारण कर लेता है, तो भीषण चक्रवाती तूफान कहलाता है। इस दशा में मौसम मानचित्र, अत्यधिक प्रवणता-युक्त 6 या 6 से अधिक बंद समदाव रेखाएँ प्रदर्शित करता है तथा प्रवाह तीव्रता 48 नाट या अधिक पाई जाती है।

9.14 उत्पत्ति के क्षेत्र

अधिकतम उष्ण कटिबंधी विक्षोभ पूर्वी तरंगों में उष्ण महासागरी के उन भागों में उत्पन्न होते हैं, जो अन्तर्ज्वल कटिबंधी अभिसरण क्षेत्र के प्रभाव क्षेत्र में पड़ते हैं। अभिसरण क्षेत्र के ऋतुनिष्ठ स्थानांतरण के साथ अवदावों के जनक क्षेत्र भी स्थानान्तरित होते रहते हैं दोनों गोलार्धों में उष्ण कटिबंधी का सम्पूर्ण महासागरीय भाग, जहाँ तापमान 25°C से अधिक पाया जाता है अवदाव और चक्रवात जनित करने के उपयुक्त है किंतु प्रचण्ड रूप के उष्ण कटिबंधी चक्रवातों के प्रमुख जनक क्षेत्र निम्नांकित है जिन्हें चित्र (9.2) में दिया गया है



चित्र (9.2)

(1) उत्तरी अटलांटिक विषुवत रेखीय भाग—यहाँ अगस्त और सितम्बर में चक्रवाती तूफान पैदा होते हैं। पश्चिम या पश्चिम उत्तर-पश्चिम की धार बढ़त हुए, ये तूफान उत्तरी अमेरिका के दक्षिणी पूर्वी तट को प्रभावित करते हैं।

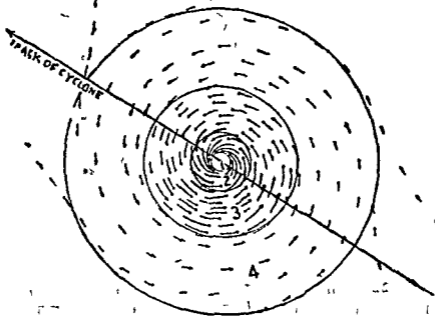
(1) 15 से 30 किमी व्यास का निम्नदाब केंद्र, जहाँ वायु शांत या बहुत धीमी बहती है और आसमान मुख्यतः साफ रहता है। इसका कारण यही है कि तीव्रता से गति करती अमुखी चक्रवाती हवाएँ केंद्र के चारों ओर तो घूमती हैं परंतु केंद्र पर अभिसरित नहीं हो पाती, ठीक ऐसे, जैसे कोई उपग्रह केंद्र के प्रति आकर्षित होते हुए भी, वृत्ताकार पथ पर घूमने को बाध्य होता है। इस प्रकार सर्पिलाकार में घूमती हुई वेलनाकार वायु-राशि का केंद्र, एक खोलले पाइप की भांति होता है, जिसमें चक्रवाती हवाएँ प्रवेश नहीं कर पाती। यह भाग साइक्लोन की आँख (Eye) कहलाता है।

(2) उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन का दूसरा भाग 'आँख' और 50 से 150 किमी व्यास की परिधि के बीच सीमित होता है, जिसमें केंद्र की ओर दबाव बहुत तेजी से घटता जाता है तथा 100 किमी प्रति घण्टा या अधिक गति की तूफानी हवाएँ बहती हैं। इस भाग में मूसलाधार वर्षा तथा स्थाल की घटनाएँ बहुत अधिकता से होती रहती हैं।

(3) यह साइक्लोन का बाहरी भाग है, जिसमें वायुगति केंद्र की ओर बढ़ती जाती है, जब तक कि वह भाग (2) की परिधि पर अधिकतम नहीं हो जाती। इस भाग में वायु प्रवाह सामान्यतः केंद्र के सममित नहीं पाया जाता।

(4) यह साइक्लोन के बाहरी भाग से आगे, लगभग 1000 किमी व्यास की परिधि तक बहुत धीमी किंतु चक्रवाती हवाओं का क्षेत्र है, जहाँ से ये चक्रवाती हवाएँ केंद्र की ओर अभिसरित होती प्रतीत होती हैं।

एक प्रौढ़ चक्रवात का धरातलीय व्यवस्थित रेखाचित्र



चित्र (98)

भवदाब या चक्रवाती के विक्षिप्त होने के लिए ऊर्जा प्रदान करती है। इस ऊष्मा के कारण निम्न तहों की हवाएँ और गम होने लगती हैं, जिससे वायु भारी हवाओं की भारोही धाराएँ और तीव्र हो जाती हैं। फलतः सागर सतह पर तीव्र भ्रमसरण तथा निम्नदाब पैदा होने लगता है, जिसे भरने के लिए चारों ओर की हवाएँ तेजी से दौड़ने लगती हैं। पृथ्वी के घूर्णन के कारण ये हवाएँ सपिल प्रवाह के रूप में निम्नदाब केन्द्र तक पहुँचने का प्रयास करती हैं। चक्रवाती सपिल प्रवाह के कारण हवाएँ, केन्द्र तक नहीं पहुँच पाती, क्योंकि वे केन्द्रापसारी बल द्वारा केन्द्र तक पहुँचने के पूर्व ही विक्षिप्त कर दी जाती हैं, इस प्रकार —

(1) अभिसरण लगातार बढ़त रहने से, भारोही प्रवाह तथा सघनन द्वारा उत्पन्न गुप्त ऊष्मा लगातार एव बढ़ती हुई मात्रा में मिलती रहती है, जिससे सपिल प्रवाह और अधिक प्रचण्ड होता जाता है।

(2) केन्द्र बिन्दु तक हवाओं के न पहुँच पाने से वहाँ निम्नदाब, गभीरतर होता जाता है। इसके फलस्वरूप निम्नदाब का क्षेत्र, अवदाब और फिर चक्रवाती तूफान में संघटित हो जाता है।

9 20 उत्पन्न कटिबन्धी चक्रवाती तूफान (Tropical Revolving storm) या उत्पन्न कटिबन्धी साइक्लोन

उत्पन्न कटिबन्धी सागरों में उत्पन्न होने वाले चक्रवाती तूफानों के लिए "साइक्लोन" शब्द का प्रयोग सबसे पहले कैप्टन हैनरी पिडिंग्टन ने कुलकत्ता में सन् 1848 में किया। यह शब्द लैटिन भाषा के "काइक्लोस" शब्द से बनाया गया है, जिसका अर्थ होता है "सप की कुण्डली" कुछ स्थानों पर इन्हीं तूफानों को दूसरे नामों से भी जाना जाता है, अटलांटिक और पूर्वी प्रशांत में "हरीनेन", पश्चिमी प्रशांत और चीन सागर में "टाईफून" तथा आस्ट्रेलिया के निकटवर्ती सागरों में "विल्ली विल्ली" (willy willy) शब्द उत्पन्न कटिबन्धी चक्रवाती तूफानों को ही सम्बोधित करते हैं।

एक अच्छी तरह विकसित उत्पन्न कटिबन्धी साइक्लोन, सागर तल पर 200 से 800 किमी व्यास तथा 10 से 15 किमी ऊँचाई का प्रचण्ड वायु घातावत (whirlwind) है, जिसमें निम्नदाब केन्द्र पर खड़ी ऊध्व भ्रम के चारों ओर बेचनाकार त्रिविम (Three dimensional) वायु राशि, तीव्रता से सपिल गति करती है। यह गति साधारणतः केन्द्र से 50 से 100 किमी की दूरी पर अधिकतम पाई जाती है, जो 150 किमी/घण्टा तक हो सकती है। निम्न तला पर वायु सपिल गति करती हुई, ऊपर की उठती जाती है। फलस्वरूप भारोही धाराओं के कारण निम्नदाब केन्द्र पर पर्याप्त जलराशि पवता की भाँति ऊपर उठ जाती है। यह त्रिविम प्रणाली 300 से 500 किमी प्रतिदिन के वेग से सागर तल पर संतुलन की अवस्था में गति करती रहती है।

9 21 प्रौढ़ अवस्था में जब साइक्लोन प्रचण्ड बहलाता है इसकी संरचना निम्नांकित चार भागों में विभक्त बनी होती है। ये चारों भाग सागर तल तथा समान निम्न वायुमण्डलीय तहों से स्पष्ट दृष्टिगोचर होते हैं।

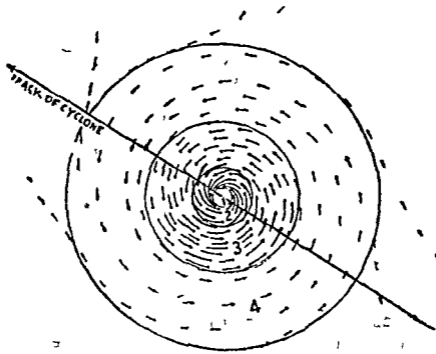
(1) 15 से 30 किमी व्यास का निम्नदाब केंद्र, जहाँ वायु शांत या बहुत धीमी बहती है और घासमान मुष्पन साफ रहता है। इसका कारण यही है कि तीव्रता से गति करती घन्मुखी चक्रवाती हवाएँ केंद्र के चारों ओर तो घूमती हैं परन्तु केंद्र पर अभिसरित नहीं हो पाती, ठीक ऐसे, जैसे कोई उपग्रह केन्द्र के प्रति आकर्षित होते हुए भी, वृत्ताकार पथ पर घूमने को बाध्य होता है। इस प्रकार सर्पिलाकार में घूमती हुई बेलनाकार वायु-राशि का केंद्र, एक खोखले पाइप की भाँति होता है, जिसमें चक्रवाती हवाएँ प्रवेश नहीं कर पाती। यह भाग साइक्लोन की आँख (Eye) कहलाता है।

(2) उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन का दूसरा भाग 'आँख' और 50 से 150 किमी व्यास की परिधि के बीच सीमित होता है, जिसमें केंद्र की ओर दबाव बहुत तेजी से घटता जाता है तथा 100 किमी प्रति घण्टा या अधिक गति की तूफानी हवाएँ बहती हैं। इस भाग में भूमलाधार वर्षा तथा स्थान की घटनाएँ बहुत अधिकता से होती रहती हैं।

(3) यह साइक्लोन का बाहरी भाग है, जिसमें वायुगति केंद्र की ओर बढ़ती जाती है, जब तक कि वह भाग (2) की परिधि पर अधिकतम नहीं हो जाती। इस भाग में वायु प्रवाह सामान्यतः केंद्र के सममित नहीं पाया जाता।

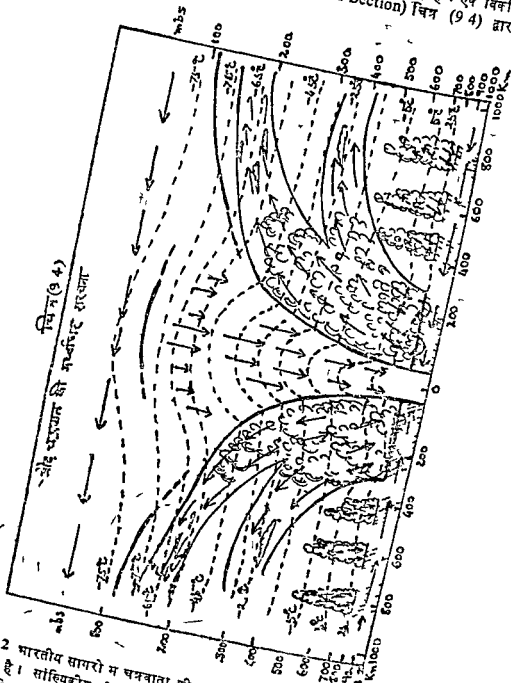
(4) यह साइक्लोन के बाहरी भाग से आगे, लगभग 1000 किमी व्यास की परिधि तक बहुत धीमी किन्तु चक्रवाती हवाओं का क्षेत्र है, जहाँ से ये चक्रवाती हवाएँ केंद्र की ओर अभिसरित होती प्रतीत होती हैं।

एक प्रौढ चक्रवात का धरातलीय व्यवस्थित रेखाचित्र



चित्र (93)

ये चारो भाग व्यवस्थित रूप से चित्र (9 3) में दिए गए हैं। एक विकसित उष्ण कटिबंधी साइक्लोन का ऊर्ध्व काट (Vertical Section) चित्र (9 4) द्वारा प्रदर्शित किया गया है।



9 22

भारतीय सागरो म चक्रवात की भायु कुछ घण्टो से लेकर दो सप्ताह तक पायी जाती है। सांख्यिकीय शीतलीकरण के आधार पर, शीतत भायु 6 दिन व लगभग निर्धारित की जा सकती है। इस अवधि म चक्रवात निम्नांकित अवस्थाओं से पुनरुत्ता हुमा, अपना जीवन-चक्र पूरा करता है।

निर्माण अवस्था (Formative stage)—इस अवस्था में सागर तल के हजारों वर्ग किमी का क्षेत्र चबल हो उठता है। स्ववाल, वर्षा तथा गजन की घटनाएँ भारम्भ हो जाती हैं, और दाब शन शन घटने लगता है। निम्नदाब बन जाने पर चक्रवाती प्रवाह भारम्भ हो जाता है, जिसमें ताजी हवाएँ केन्द्र की ओर अभिसरित होती जाती हैं। निर्माण-अवस्था में मौसम मानचित्र पर 1000 से 2000 घन किमी का क्षेत्र घेरते हुए बन्द समदाय रेखा से निम्नदाब बन जाता है।

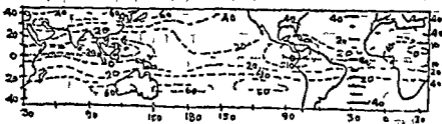
चक्रवाती के निर्माण के लिए अनुभूत परिस्थितियों का उपस्थित होना आवश्यक है। तीन आधारभूत आवश्यकताएँ निम्नांकित हैं —

(1) पर्याप्त सागरीय क्षेत्र, जिसका सतही तापमान अपेक्षाकृत अधिक हो। तापमान इतना अधिक होना चाहिए कि निम्न तहों की वायु ऊर्ध्व घागभो द्वारा ऊपर उठनी भारम्भ हो जाए। पापेन (1956) के अनुसार, आरोही भाद्र वायु राशि, 10-12 किमी ऊँचाई तक भास पास के वायुमण्डल की अपेक्षा अधिक उष्ण होनी चाहिए। प्रेशरों के प्राधार पर सागर सतह का तापमान 26-27°C से अधिक होना अनुभूत परिस्थिति है।

(2) पृथ्वी का घूर्णन प्रभाव, अर्थात् कोरियालिस प्राचल (J) एक निर्धारित निम्नतम से अधिक होना चाहिए। यही कारण है कि चक्रवात, दोनों उष्ण कटिबंधों में विषुव रेखा से 5-7 अक्षांश से परे ही जन्मित होते हैं। जो चक्रवात 5° उ० और 5° द० अक्षांश वृत्तों के बीच बनते हैं, वे प्रायः प्रौढ अवस्था तक विकसित नहीं हो पाते।

(3) मूल धाराओं में कमजोर ऊर्ध्व वायु अग्ररूपण

विसोम द्वारा जनित कपासी वर्षा मेघ गुप्त ऊष्मा छोड़कर, वायुमण्डल को कुछ गर्म कर देते हैं, जिससे सागर तल पर दाब घट कर निम्नदाब बन जाता है। निम्नदाब क्षेत्र में अभिसरण होने लगता है, जो पुनः आरोही वायुगति, तथा कपासी वर्षा उत्पन्न करने का कारण बनता है। फलस्वरूप और अधिक गुप्त ऊष्मा छूटती है और निम्नताव तीव्रतर होता जाता है। किन्तु इस श्रृंखला प्रक्रम के लिए यह आवश्यक है कि क्षोम-मण्डली में ऊर्ध्व वायु बहुत कम हो, ताकि मेघवर्णों से निकली गुप्त ऊष्मा बहुत छोटे क्षेत्र में सीमित रहकर स्पष्ट प्रभाव पैदा कर सके। उत्तरी हिंद महासागर तथा दक्षिणी चीन सागर में अप्रैल मई तथा अक्टूबर नवम्बर के सक्रमण काल में चक्रवातों की उत्पत्ति के लिए ऊर्ध्व वायु अग्ररूपण की भूमिका महत्त्वपूर्ण है। 85° तथा 200 मिलीबार के बीच, औसत ऊर्ध्व वायु का उष्ण कटिबंधी बटन अक्टूबर के लिए चित्र (9 5) में दिया गया है।



मंडलीय (ZONAL) ऊर्ध्ववायु अपरूपण (850 और 200 मिलीबार) -
अक्टूबर (मे, इन्टर एम 1968) -
चित्र (9 5)

इस काल में दक्षिणी पूर्वी प्रशान्त तथा दक्षिणी अटलांटिक में चक्रवात प्रायः नहीं पैदा होते, क्योंकि इन क्षेत्रों में ऊँच वायु अग्ररूपण अधिक होता है तथा सागर तल का तापमान भी अपेक्षाकृत कम पाया जाता है।

रहील (1948) के अनुसार, उपयुक्त तीन आवश्यकताओं के प्रतिरिक्त दो और दशाओं का लागू होना अनिवार्य है —

- (1) सागर तल पर पहले से ही निम्न वायुमण्डल में किसी विशोम की उपस्थिति।
- (2) उच्चतर वायुमण्डल में चक्रवाती प्रवाह से ऊपर अग्रसरण का होना।

मौसम उपग्रह के प्रेक्षणों से साइक्लोन बनने से कई दिन पहले ही विशोमों की उपस्थिति का प्रमाण अब मिलने लगा है। उष्ण कटिबंध के उष्ण सागरतलों पर प्रतिबंध सैकड़ों विशोम उत्पन्न होते हैं किंतु उनमें से केवल कुछ ही साइक्लोन की अवस्था तक विकसित हो पाते हैं।

(2) विकासशील अवस्था

इस अवस्था में दाब निरंतर घटता है तथा केंद्र के चारों ओर चक्रवाती प्रवाह तीव्रतर होता जाता है। केंद्र की ओर अभिसरित होती हुई सपिलाकार वायुगति, 25 से 40 किमी प्रति घण्टा के बीच पाई जाती है। मेघाच्छादन और सघन तथा विस्तृत होता जाता है तथा वर्षा और स्वत्राल की तीव्रता में उत्तरोत्तर वृद्धि होती रहती है। मौसम मानचित्र पर 2 या 3 बंद समदाब रेखाएँ बन जाती हैं। यह स्थिति साधारणतः अवदाब या डिप्रेसन कहलाती है।

डिप्रेसन तथा सम्बन्धित मौसम श्रृंखलाएँ सुसंगठित रूप से निश्चित दिशा में 300 से 500 किमी प्रतिदिन के वेग से सागर तल पर अग्रसर होत-रहते हैं। अनेक डिप्रेसन और अधिक वृद्धि नहीं करते तथा क्षीण होते होते अपना जीवन चक्र समाप्त कर लेते हैं। किंतु कुछ डिप्रेसन आगे बढ़ करके जाते हैं और जब सपिलाकार वायुगति 60 किमी प्रतिघण्टा से बढ जाती है तो वे उष्ण कटिबंधी चक्रवात कहलाने लगते हैं। वायु गति 85 किमी प्रतिघण्टा से अधिक होने पर, इन्हें प्रचण्ड चक्रवात कहा जाता है।

(3) प्रौढ़ अवस्था

चक्रवात पूरुणत प्रौढ़ होता है और इस दशा में चक्रवात के चारों भाग (मौसम-मातृरिक और बाह्य वायु घेरा तथा बाहरी मद हवाओं का क्षेत्र) स्पष्ट हो जाते हैं।

इस स्थिति का व्यवस्थित रेखाचित्र चित्र (9-4) में दिया गया है। सम्बन्धित वायु गति तीन भागों में बँट जाती है —

- (1) लगभग 80 किमी प्रति घण्टा की क्षैतिज वामावत वायुगति, (2) केंद्र की ओर अन्तमुखी प्रवाह— जिसकी तीव्रता अधिकतम चक्रवाती गति की लगभग आधी होती है तथा (3) लगभग 1 मीटर प्रति सैकंड के क्रम की आरोंही वायुगति।

सब मिलकर धीरे धीरे ऊपर की उठते हुए सपिल प्रवाह होता रहता है जो कुछ ऊँचाई तक सकुचिन होता है, किंतु बाद में क्षैतिज रूप से फैलने लगता है। चक्रवात की भाँस पर, भवरोही धाराएँ पाई जाती हैं।

(4) क्षयशील अवस्था

जब हरीवेन वायुगति का घेरा मूलतल पर आ जाता है, तो चक्रवात प्रायः क्षीण होने लगता है। पत्तीय पथग तथा छात्रता-भूति के अभाव में शक्ति का तेजी से हास होता

है, जिससे वायु गति घट जाती है तथा केन्द्र का दाब तेजी से बढ़ना आरम्भ होने लगता है। लेकिन चक्रवात के क्षीण होने पर भी वर्षा एक दो दिन तक जारी रहती है।

9.30 सामान्य विशेषताएँ

(1) वायुगति

एक विकसित चक्रवात में क्षैतिज वायु गति का क्षेत्र तीव्रता के आधार पर तीन भागों में बाँटा जा सकता है—पहला क्षेत्र बाहरी परिधि से लकर हरीकेन वायु की सीमा तक विस्तृत होता है, जिसमें अतमुंखी चक्रवाती हवाएँ अपेक्षाकृत कम वेग से बहती हैं। बाहरी परिधि से केन्द्र की ओर वायु गति निरंतर बढ़ती जाती है।

दूसरा क्षेत्र अधिकतम वायुगति का क्षेत्र है, जो 'मैक्स' के चारों ओर 8 से 16 किमी की चौड़ाई में स्थित होता है। इस क्षेत्र की सीमा 'मैक्स' से बादलों की दीवार द्वारा अलग होती है। इस सीमा पर प्रचण्ड सवाहिनिक धाराएँ, भारी वर्षा का तूफान सतत उत्पन्न होते रहते हैं। हरीकेन वायुगति के इस क्षेत्र में 100-150 किमी/घण्टे की तीव्र तूफानी हवाएँ चलती रहती हैं। यदा कदा स्ववाल भी आते रहते हैं, जिसमें वायुगति सहसा कम से कम 25% बढ जाती है। जब तट पार कर भूमि तल पर चक्रवात का यह भाग पहुँचता है तो जजर मकान, पुराने वृक्ष, टेलीफोन और विजली के खम्भे, आदि टूटने और गिरने लगते हैं तथा छतें उखडने लगती हैं।

तीसरा क्षेत्र चक्रवात का केन्द्रीय भाग 'मैक्स' है, जिसमें वायु गति तेजी से केन्द्र की ओर घटती जाती है। मैक्स का व्यास छोटे तूफानों में 20 किमी से भी कम पाया जाता है, किन्तु बहुत बड़े तूफानों में यह व्यास 50-60 किमी तक भी देखा गया है।

(2) उच्चतम वायुगति

विकसित चक्रवात का उच्च विकास, चक्रवाती प्रवाह के रूप में प्रायः क्षात्र सीमा तक पाया जाता है। उच्चतर वायुमण्डल में चक्रवाती प्रवाह तीन भागों में बाँटा जा सकता है

पहला, तल में लगभग तीन किमी की ऊँचाई तक, जिसे अंतर्वाह (inflow) कहते हैं, क्योंकि इस तह में क्षैतिज चक्रवाती प्रवाह केन्द्र की ओर अभिसरण करता हुआ होता है। कुल अभिसरण का अधिकांश एक किमी की निचली तहों में ही पाया जाता है।

दूसरी तह जो मध्य तह कहलाती है, लगभग 7-6 किमी ऊँचाई तक विस्तृत होती है।

इस तह में चक्रवाती प्रवाह नगमग स्पश रेखीय (Tangential) होता है। अतमुंखी या बहिमुंखी त्रिज्य (radial) प्रवाह लगभग नहीं पाया जाता, अर्थात् इस तह में अभिसरण या अपसरण की क्रिया अनुपस्थित होती है।

तीसरी तह में बहिमुंखी प्रवाह, अर्थात् अपसरण प्रक्रिया प्रमुख होती है। यह तह मध्य तह से चक्रवाती प्रवाह के शिखर तक विस्तृत होती है। निम्न तह के अभिसरण और उच्चतर वायुमण्डल के अपसरण प्रवाह के कारण आरोही धाराएँ पर्याप्त रूप से उत्पन्न होकर बादलों की दीवार तथा आय वर्षा बँड जनित करती है। बहिमुंखी प्रवाह द्वारा अपसरित हवाएँ, वही दूर जाकर अवतलित होती हैं। इस अवतलन का एक छोटा अंश 'मैक्स' पर भी पाया जाता है।

(3) तापमान

धरातल पर चक्रवात के गुजरते समय तापमान का कोई परिवर्तन नहीं होता, सिवाय इतने कि भारी वर्षा के कारण वायु तापमान मोमोंक की धीमा तक कम हो जाता है। चक्रवात उष्ण कोर (Core) का प्रवाह है जिसमें उष्ण वायु ऊपर उठ कर गुप्त ऊष्मा छोड़ती है। उच्चतर वायुमण्डलीय तापमान प्रोफाइल के अध्ययन से पता चलता है कि सर्वाधिक ऊष्मा, चक्रवात के केन्द्रीय भाग के ऊपर उच्चतर शीत मण्डल में होती है। यहाँ तापमान वृद्धि लगभग 10°C के पासपास पाई जाती है। इस ऊष्मा का मूल स्रोत निम्न अक्षांशों के उष्ण सागर तल ही हैं। जब चक्रवात इन उष्ण क्षेत्रों से दूर, उच्च अक्षांशों के शीतल क्षेत्र के मूमितल पर पहुँच जाते हैं, तो तल से ऊष्मा का अभिवहन समाप्त हो जाता है और धरातलीय वायु, प्रसार के कारण ठंडी होने लगती है। यही शीतलन चक्रवातों के ह्रास का प्रारम्भिक कारण बनती है।

(4) मेघ

चक्रवात के आगमन से थोड़ा पहले पक्षाम मेघ आने लगते हैं, जो कपासी वर्षा के शिखर मार्गों से उत्पन्न हुए होते हैं। शीघ्र ही ये पक्षाम-स्तरी पक्षाम और फिर मध्यस्तरी के रूप में सघन हो उठते हैं तथा वर्षा आरम्भ हो जाती है। तत्पश्चात् स्तरी कपासी, मध्य कपासी, कपासी तथा कपासी वर्षा मेघ घोर अन्त में घने मेघों की दीवार, स्टेशन पर छा जाती है। इनसे स्ववाल के लगानार भोंवे तथा हिमपात उत्पन्न होते रहते हैं। मेघ प्रणाली की संरचना सघन बंड के आकार की होती है जिसमें तीव्र घाटोही घाराएँ प्रमुख होती हैं। सागर पर मेघ, तल की लगभग छूने रहते हैं, किन्तु धरातल पर निम्नतम मेघों की ऊँचाई सामान्यतः 100 मीटर से ऊपर ही पाई जाती है।

(5) वर्षा

चक्रवात में वर्षा के आवटन की प्रकृति बहुत अस्थिर पाई जाती है। यह बहुत कुछ चक्रवात की स्थिति तथा तीव्रता पर निर्भर करती है। निम्न अक्षांशों में वर्षा बंड प्रायः हर घोर सममित रूप में होती है। किन्तु उच्च अक्षांशों में, विशेषकर जब चक्रवात मुड़ने को जाता है, तो भारी वर्षा का प्रमुख क्षेत्र केवल अग्रले वृत्तपाद (quadrant) में ही सिमट जाता है। अतः वृष्टि क्षेत्र की दिशा में अचानक परिवर्तन चक्रवात के मुड़ने का स्पष्ट संकेत है। जिस स्थान में चक्रवात गुजरता है, वहाँ औसतन 15-25 सेमी वर्षा प्राप्त हो जाती है। अनुकूल पवतीय परिस्थितियाँ में 50-60 सेमी वर्षा भी असामान्य नहीं है।

9.40 उष्ण कटिबन्धी चक्रवातों का औसत भौगोलिक बटन

सागर तलों पर प्रेक्षकों की अत्यन्त कमी तथा ऐतिहासिक मौसम रिकार्डों के अभाव के कारण उष्ण कटिबन्धी चक्रवातों का जलवायु विज्ञान (climatology) अत्यन्त अतिशय अज्ञानपूर्ण एवं अधूरा है। किन्तु अब उपग्रहों के उद्भव से चक्रवातों की स्थिति और तीव्रता के वर्णन और लगभग यथाप्रायः प्राप्त होने लग रहे हैं।

मौसम उपग्रहों के प्रयोग से आने से पूर्व अधिकांश सागर तलों पर मौसम बहुत किरल तथा अज्ञान रूप में लिए जाते थे। उपग्रहों के सतत एवं नियमित प्रेक्षकों द्वारा प्राप्त कृत विभिन्न सागरों में चक्रवातों की औसत संख्या निश्चित ही प्रस्तुत सहायता से अधिक होनी चाहिए।

सारणी 91
उत्पन्न कटिबन्धी चक्रवातों की प्रोसत मासिक तथा वार्षिक संख्या

सागर क्षेत्र	प्रवाह जिस पर प्रोसत आत किया गया है	ज	फ	मा	प्र	म	जून	जु	अ	सि	न	दि	वार्षिक
1 उत्तरी अटलांटिक	1941-68	0	0	0	0	01	05	08	21	35	18	03	92
2 उत्तरी-पूर्वी प्रशांत	1965-69	0	0	0	0	0	18	22	42	40	18	0	140
3 उत्तरी-पश्चिमी प्रशांत (दक्षिणी-चीन सागर सहित)	1959-68	04	06	04	09	15	16	50	68	53	43	13	305
4 दक्षिणी चीन सागर	1961-68	0	01	0	01	05	02	05	06	09	05	04	43
5 दक्षिणी प्रशांत	1947-61	19	14	16	07	01	01	0	0	0	0	07	66
6 बंगाल की खाड़ी	1948-67	01	0	0	01	07	01	01	01	04	08	05	36
7 अरब सागर	1890-1967	0	0	0	01	02	02	0	0	01	02	01	11
8 दक्षिणी पश्चिमी हिन्द महासागर	1931-60	23	20	15	07	0	0	0	0	0	01	03	78
9 दक्षिणी-पूर्वी हिन्द महासागर	1962-67	18	14	20	02	0	0	0	0	0	0	12	70

सारणी 92
उत्पन्न कटिबन्धी चक्रवातों की प्रोसत मासिक और वार्षिक संख्या

क्षेत्र	ज	फ	मा	अ	म	जून	जु	अ	सि	अ	न	दि	वार्षिक योग
उत्तरी गोलार्ध	05	06	04	11	25	42	81	132	133	89	36	20	584
दक्षिणी गोलार्ध	60	48	51	16	01	01	0	0	0	01	08	28	214
प्र. मण्डल	65	54	55	27	26	43	81	132	133	90	44	48	798

9 41 चित्र 9 6 सारिली (9 1) के फ्राँडो पर आधारित है जिसमें विभिन्न उष्णकटिबंधी सागर क्षेत्रों में चक्रवाती तूफानों, जिनकी अधिकतम वायुगति 33 नाट से अधिक है, की औसत वार्षिक संख्या तथा भू मण्डलीय योग का प्रतिगत भाग प्रदर्शित किया गया है। प्रमरीकी तथा एशियाई भाद्र जलवायु के भाग में चक्रवातों से भी अच्छी वषा हो जाती है। भू मण्डलीय योग (सगमग 80) के साथ तुलना करने उत्तरी प्रशांत महासागर में उत्पन्न होते हैं। उत्तरी और दक्षिणी गोलार्द्धों में तूफानों की वार्षिक संख्या का बंट क्रमशः 73 और 27 प्रतिगत होता है।

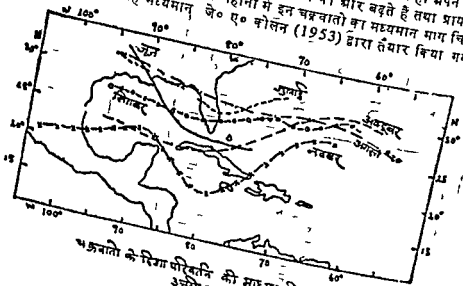


चक्रवातों की औसत वार्षिक संख्या (तथा भू मण्डलीय योग का प्रतिगत) चित्र (9 6)

9 42 विभिन्न क्षेत्रों में उत्पन्न होने वाले चक्रवातों का सक्षिप्त विवरण निम्नांकित है। ये निम्न उपलब्ध फ्राँडो के आधार पर प्राप्त किए गए हैं। कुछ स्थानों के लिए सन 1900 से पूर्व के फ्राँड भी मिलते हैं किंतु अधिकांश क्षेत्रों के लिए 1940 के बाद के प्रक्षेपों पर ही विश्वसनीय रूप से विचार किया गया है।

(1) उत्तरी अटलांटिक महासागर

इस क्षेत्र के 80% के लगभग चक्रवात अगस्त सितम्बर और अक्टूबर की तीन महीनों में पैदा हो जाते हैं। शेष चक्रवात प्रायः जून और जुलाई में मिल जाते हैं। प्रायः महीनों में चक्रवातों की संभावना बहुत ही क्षीण रहती है। लगभग 62% चक्रवात हर्टिकेन तीव्रता (जिसमें उच्चतम वायुगति 63 'नाट' से अधिक हो) प्राप्त कर लेते हैं। अपने स्रोत-क्षेत्रों से ये चक्रवात पश्चिम में उत्तरी अमेरिका के भू भाग की ओर बढ़ते हैं तथा प्रायः माग में मुड़ते हुए तट से टकराते हैं। विभिन्न महीनों में इन चक्रवातों का मध्यमान माग चित्र (9 7) में दिया गया है। यह मध्यमान जे० ए० कोलन (1953) द्वारा तैयार किया गया है।



चक्रवातों के दिशा परिवर्तन की माध्यमालेक स्थिति उत्तरी अटलांटिक क्षेत्र (कोलन 1953) चित्र (9 7)

(2) उत्तरी पूर्वी प्रशांत महासागर

इस क्षेत्र के अधिकांश चक्रवात जून से अक्टूबर के बीच पैदा होते हैं, तथा कुल वार्षिक योग के साथ चक्रवात अगस्त और सितम्बर में होते हैं। किंतु इन सभी चक्रवातों के केवल एक तिहाई ही हरीकैन तीव्रता को प्राप्त कर पाते हैं।

(3) उत्तरी पश्चिमी प्रशांत महासागर

केवल यही एक क्षेत्र है, जहाँ वष के प्रत्येक महीने में चक्रवातों की संभावना रहती है। मई से दिसम्बर तक कुल संख्या का 70% चक्रवात उत्पन्न हो जाते हैं, किंतु जून से अक्टूबर तक चार महीनों में चक्रवातों की संख्या सर्वाधिक होती है। दो तिहाई के लगभग टाइफून अथवा हरीकैन की तीव्रता तक पहुँच जाते हैं। पश्चिमी दिशा से प्रमनी यात्रा के दौरान चक्रवात प्रायः माग में दिशा परिवर्तन कर लेते हैं। दिशा परिवर्तन विभिन्न महीनों में अलग अलग प्रक्षेपण पर हुआ करता है। एल० स्टार बक 1951 के अनुसार इन प्रक्षेपणों की मध्यमान स्थिति विभिन्न महीनों में इस प्रकार है—

सारणी (93)

मास → माघ अप्रैल मई जून जुलाई अगस्त सितम्बर अक्टूबर नवम्बर दिसम्बर
प्रोसत प्रक्षेपण,

जहाँ दिशा परिव-

वर्तन होता है— 13° 16 18 21 38 30 25 21.5 18.5 17

जनवरी या फरवरी में उत्पन्न होने वाले चक्रवात या तो दिशा परिवर्तन के पूर्व ही मीणा हो जाते हैं या उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों से बाहर हो जाते हैं।

(4) दक्षिणी चीन सागर

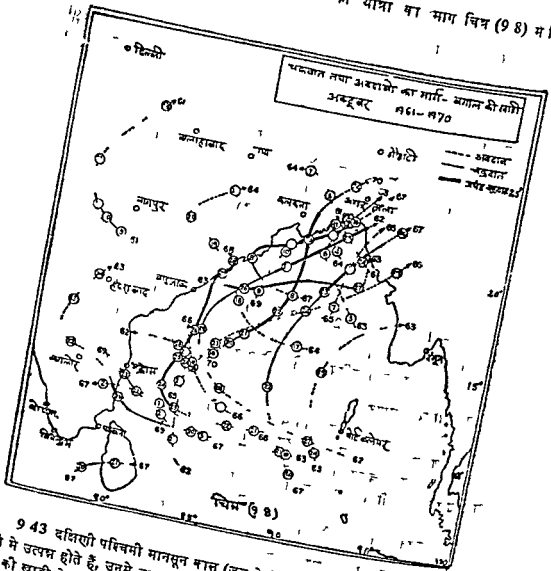
दक्षिणी चीन में उत्पन्न होने वाले चक्रवातों को औसतीकरण के लिए, उत्तरी-पश्चिमी प्रशांत के आँकड़ों में सम्मिलित किया गया है किन्तु कुछ विशिष्ट गुणों के कारण इस सागर के चक्रवातों का अलग से अध्ययन करना अधिक उपयोगी है। ये चक्रवात प्रायः उत्तरी-पश्चिमी प्रशांत के चक्रवातों के माग पर ही गति करते हैं।

चीन सागर में उत्पन्न चक्रवातों की संख्या वष में दो महीनों मई और सितम्बर में अधिकतम रहती है। जून और अगस्त जुलाई के बीच इनकी संख्या पर्याप्त घट जाती है।

(5) बंगाल की खाड़ी और अरब सागर

इन भारतीय सागरों में विभिन्न तीव्रता के साइक्लोन अप्रैल से दिसम्बर तक के महीनों में उत्पन्न होते हैं। भारतीय मानसून कालों की सक्रमण अवधि अप्रैल मई तथा अक्टूबर-नवम्बर में, इनकी संख्या सर्वाधिक होती है। इन महीनों में उत्पन्न होने वाले चक्रवातों की तीव्रता भी अधिक प्रचुर होती है, जो प्रायः हरीकैन तीव्रता को प्राप्त कर लेती है। चक्रवात अधिकतर 10 से 14 उत्तरी अक्षांशों के बीच जन्म लेते हैं और प्रारम्भ में उत्तरी-पश्चिम की ओर अग्रसर होते हैं। अधिक उत्तरी अक्षांश तक पहुँच जाने वाले चक्रवात प्रायः उत्तर या उत्तर-पूर्व की ओर घूम जाते हैं।

भरख सागर मे अपेक्षाकृत कम चत्रवात उदय होते हैं। यह क्षेत्र वस्तुतः सतार के सभी साइक्लोन वाले क्षेत्रों मे निम्नतम स्थान रखता है। इन सागरों मे कुछ प्रमुख चक्रवातों की यात्रा का भाग चित्र (9 8) म दिया गया है।



9 43 दक्षिणी पश्चिमी मानसून का (जून से सितम्बर) तक जो विक्षोभ भारतीय सागरों में उत्पन्न होते हैं, उनमें बहुत कम चक्रवात-तीव्रता तक पहुँच पाते हैं। वे अधिकतर बंगाल की खाड़ी में उत्तरी भागों में उदय होते हैं तथा पश्चिमी उत्तर-पश्चिमी भाग का अनुसरण करते हुए, उत्तरी भारत पर मानसून की सक्रियता बढ़ाते जाते हैं। ये तूफान मानसून ध्रुवबद्ध कहलाते हैं।

भारतीय सागरों में विभिन्न महीनों में उत्पन्न होने वाले ध्रुवदायी तथा चक्रवातों का संक्षिप्त विवरण सारणी (9 3) तथा (9 4) में दिया गया है।

सारणी (9,3)

बंगाल की खाड़ी में उत्पन्न होने वाले भवदाब तथा चक्रवात

मास	उत्पत्ति क्षेत्र	विवरण
जनवरी	दक्षिणी-पश्चिमी खाड़ी के पश्चिम में।	इनकी-संख्या बहुत कम होती है और ये प्रायः सागर-क्षेत्रों में ही क्षीण हो जाते हैं, तथा तटीय क्षेत्र को प्रभावित नहीं कर पाते। इनकी गति की दिशा उ.प. तथा द.प. के बीच पायी जाती है। भवदाब या चक्रवात जन्म नहीं लेते।
फरवरी, मार्च, अप्रैल	अण्डमान सागर या खाड़ी के मध्य व दक्षिणी भाग में, 8 से-14 अंश उत्तरी अक्षांश के बीच।	इनकी संख्या बहुत कम होती है किन्तु तीव्रता अधिक। य.पहले उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ते हैं, किन्तु बाद में उत्तर या उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ कर चिटगाण तथा अराकान तट के बीच टकराते हैं।
मई	महीने के प्रथमांश में 15° उत्तर के दक्षिण में अण्डमान सागर के आसपास तथा द्वितीयांश में सम्पूर्ण खाड़ी में।	इसके अधिकांश चक्रवात हरीवेन तीव्रता के होते हैं जो पहले उत्तरी-पश्चिमो तथा उ.पू. दिशाओं के बीच चलते हैं और फिर उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ जाते हैं। सभी तटों पर य.समान रूप से आघात करते हैं।
जून सितम्बर	प्रायः 16° उ. के उत्तर में, शीघ्र खाड़ी में।	इन भवदाबों या चक्रवातों की बारम्बारता प्रायः अधिक होती है, जिनका औसत प्रतिमास 2 के लगभग आता है, किन्तु इनमें से बहुत कम प्रखर चक्रवातों में विकसित हो पाते हैं। ये तूफान प्रायः उड़ीसा या बंगाल के तटों को पार कर ५० उ०प० या उत्तर-पश्चिम की ओर गति करते हैं जो बाद में कभी-कभी उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ जाया करते हैं। कभी-कभी जून में उत्पन्न हुए भवदाब अराकान तट का भी प्रभावित कर जाते हैं।
अक्टूबर - नवम्बर	ये 8 से 20° उ. अक्षांश के बीच उदय होते हैं किन्तु मध्य खाड़ी में सर्वाधिक।	अक्टूबर और नवम्बर में उत्पन्न चक्रवात प्रायः उ.प. तथा उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ते हैं। इनमें से कुछ धीरे-धीरे चलकर उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ जाते हैं। प्रभावित तटों में कारोमण्डल तट प्रमुख है। कुछ चक्रवात बंगाल तट

नवम्बर

इनका उदय स्थल 16° उ० अक्षांश से नीचे होता है, जिनमें प्राये से अधिक 12° उ० अक्षांश के नीचे बनते हैं।

दिसम्बर

अण्डमान और लका के बीच के सागर क्षेत्र।

तथा कुछ मुठ जाने के बाद मराकान तट से भी टकराते हैं। इन महीना में उत्पन्न होने वाले तूफानों की प्रसरता सर्वाधिक होती है।

इनकी सख्या बहुत कम होती है। य ५०७५० या पश्चिम की ओर बन्ते हुए कभी-कभी उत्तर-पूर्व की ओर मुठ जाते हैं। प्रभावित तटों में लका ने तट तथा मद्रास का वारोमण्डल तट प्रमुख है। जो चक्रवात मुठ जाते हैं, वे यदा-कदा मराकान तट तक पहुंचते हैं।

सारणी (94)

अरब सागर में उत्पन्न होने वाले चक्रवात तथा चक्रवात उत्पत्ति क्षेत्र

मास
जनवरी

विवरण

इस मास में अरब सागर में कोई स्वतंत्र चक्रवात जन्म नहीं लेते, किन्तु यदा-कदा दक्षिणी बंगाल की खाड़ी में उत्पन्न चक्रवात पश्चिम की ओर चलते हुए दक्षिणी प्रायद्वीप या श्रीलंका को पार कर अरब सागर में आ जाते हैं।

फरवरी-मार्च

चक्रवात उत्पन्न नहीं होते।

अप्रैल

मालदीव द्वीपों के समीप।

ये चक्रवात प्रायः मास के अन्तिम दिनों में उत्पन्न होते हैं और पर्याप्त तीव्रता रखते हैं। उत्तर-पश्चिम या पश्चिम की ओर चलते हैं तथा अरब सागर के उत्तरी भागों में पहुंच कर प्रायः उत्तर-पश्चिम या उत्तर-पूर्व की ओर मुठ जाते हैं।

मई

9 से 14 अंश उ० अक्षांश के बीच।

इनकी सख्या अपेक्षाकृत अधिक होती है और ये प्रायः तीव्र भी पाये जाते हैं। इनका मास पश्चिम और उत्तर-पश्चिम की ओर होता है।

जून 67 अंश पूर्वी देशान्तर के पूव तथा 12 से 20 अंश उत्तरी अक्षांशों के बीच।

ये चक्रवात प्रायः मास के पूर्वार्द्ध में उत्पन्न होते हैं और इनकी भौसत सख्या प्रति चार वष में एक होती है। ये प्रारम्भ में उ उ पू की ओर बढ़ते हैं तथा उत्तरी अरब सागर में पहुँच कर प्रायः पश्चिम की ओर मुड़ जाते हैं। कुछेक चक्रवात उत्तर-पूर्व की ओर भी मुड़ जाते हैं जो काठियावाड़ तथा सिंध के तटों को प्रभावित करते हैं।

जुलाई-सितम्बर

अक्टूबर प्रायः 18 अंश उत्तरी अक्षांश के नीचे।

अत्यल्प सख्या।

इनमें से अधिकांश चक्रवातों का मूल बंगाल की खाड़ी में होता है, जो दक्षिणी प्रायद्वीप की पार कर अरब सागर में पहुँचते हैं तथा और अधिक तीव्र हो उठते हैं। ये प्रायः उत्तर-पूर्व की ओर बढ़कर काठियावाड़ तथा कोकण तटों से टकराते हैं।

नवम्बर - 68 अंश पूर्वी देशान्तर से पूव तथा 8 से 16 अंश उत्तरी अक्षांशों के बीच।

इस मास में सर्वाधिक चक्रवात बिनते हैं तथा प्रायः हरीकेन तीव्रता को प्राप्त कर लेते हैं। इनमें से भी कई चक्रवात बंगाल की खाड़ी में उत्पन्न हुए रहते हैं जो 16 अंश उत्तरी अक्षांश के दक्षिण के प्रायद्वीप को पारकर अरब सागर में पहुँचते हैं। इनमें से कुछ पश्चिम तथा उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ते जाते हैं तथा कुछ उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ने के बाद 16° उ० अक्षांश के आस-पास उत्तर या उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ जाते हैं। ये चक्रवात काठियावाड़ तथा कोकण तटों को प्रभावित करते हैं।

दिसम्बर

चक्रवात प्रायः नहीं उत्पन्न होते।

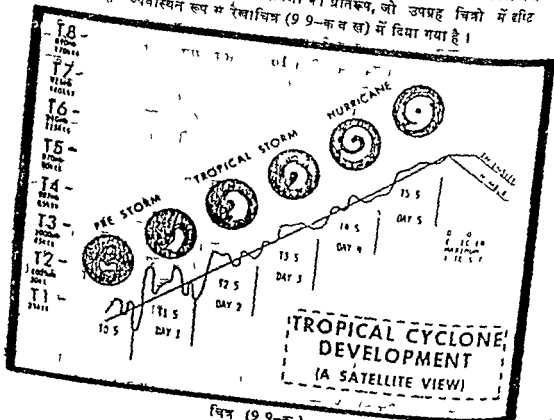
(6) दक्षिणी अक्षांश महासागर

135 अंश पूर्वी से 150 अंश पश्चिमी देशान्तर तक विस्तृत इस क्षेत्र के कुल वार्षिक योग के तीन चौथाई चक्रवात जनवरी से मार्च तक उदय होते हैं।

- (7) दक्षिणी दक्षिणी हिन्द महासागर
 - अफ्रीका तट से 100° पू० दशांतर तक विस्तृत इस क्षेत्र से प्रतिवर्ष 8 चक्रवातों का औसत पाया जाता है। लगभग तीन चौथाई चक्रवात जनवरी से मार्च के बीच उत्पन्न होते हैं। अप्रैल में भी इनकी संख्या पर्याप्त रहती है।
- (8) दक्षिणी पूर्वी हिन्द महासागर
 यह क्षेत्र 100° पू० से 135° पू० तक विस्तृत है। उपग्रह प्रेक्षणों की उपलब्धि से इन क्षेत्रों में चक्रवातों की संख्या में काफी बढोत्तरी पाई गई है। प्राथमिक प्रेक्षणों के आधार पर इन क्षेत्रों में प्रतिवर्ष 7 चक्रवात उत्पन्न होते हैं जा दिसम्बर से अप्रैल के मध्य प्रभावकारी रहते हैं।

9.50 मौसम उपग्रहों से साइक्लोन का विरलेपण

साइक्लोन पहचानने तथा उनकी स्थिति सही-सही निर्धारित करने के लिए मौसम उपग्रहों द्वारा प्राप्त चित्र, अब सर्वाधिक सशक्त साध्यम हैं। प्रारम्भिक विकास अवस्था में प्रति प्रसर साइक्लोन तक की अवस्थाओं में मेघों के प्रतिरूप में जो परिवर्तन होता है, वह उपग्रह चित्रों में स्पष्ट परिलक्षित होता जाता है। इन परिवर्तनों के आधार पर उपग्रह चित्रों की सहायता से साइक्लोन का अध्ययन करने के लिए विद्वानों की तीन अवस्थाओं A, B, C और आठ स्तर (Category) T₁, T₂, T₃, T₄, T₅, T₆, T₇, T₈ में बाँट दिया गया है। इन सभी अवस्थाओं और स्तरों में बादलों का प्रतिरूप, जो उपग्रह चित्रों में धीरे-धीरे परिवर्तन रूप में रेखाचित्र (9.9-कख) में दिया गया है।



चित्र (9.9-क)



चित्र (99-ख)

दृश्य (visible) और 'इन्फ्रारेड' विम्बावलियों के प्रयोग से बादलों के प्रकार, मात्रा एवं प्रवाह प्रतिरूप (flow pattern) की जानकारी प्राप्त होती है। उदाहरण के लिए यदि दृश्य विम्बावली पर कोई स्थान चमकदार (उच्च ऊर्जा) तथा इन्फ्रारेड विम्बावली में घुमिल (कम ऊर्जा-निम्न तापमान) का हो तो यह विकसित 'कुमुलस' या कुमुलोनिम्बस बादल हो सकता है। इसी प्रकार दोनों विम्बावलियों में निम्न ऊर्जा स्थल 'सिरस' बादल जगित करते हैं।

दोनों विम्बावलिषों के मधुक्त विश्लेषण से 'साइक्लोन' की विभिन्न अवस्थाओं का अध्ययन किया गया है। इसमें आघार पर ऊष्म कटिबन्धी साइक्लोन विकास के मादल तैयार किए गये हैं। 'मॉडल' के कुछ मूल्य विवरण इस प्रकार हैं

1 प्रारम्भिक विकास (T_1 and T_2)
यह अवस्था तब मानी जाती है, जब वेदर घने सवाहनिक बादलों के अन्दर आस-पास हो और कम से कम 12 घण्टे तक रहे। इस तरह के बादलों का वक्र बँध (curved band) स्पष्ट दिशाई देना चाहिए। यह अवस्था चक्रवात जनन (cyclogenesis) प्रक्रिया का सवेत है। धीरे धीरे बँडा की वक्रता घटती है और वे ज्यादा स्पष्ट तथा तीव्र होते हैं। यह प्रक्रिया चक्रवात जनन के पहले दो दिनों में होती है।

2 साइक्लोन की अवस्था (T_2 5)
इस समय सवाहनिक मम लगभग 1° अक्षांश व्यास वाले क्षेत्र पर वेदर के चारों ओर वक्र बड के रूप में घूमते दिशाई देते हैं तथा और (cyc) बनने का आमाश देते हैं। यह अवस्था प्रारम्भिक विकास के 24 घण्ट बाद से प्राय दिशाई देती है।

3 हरीकेन अवस्था (T_4 या अधिक)
यह अवस्था प्राय T_2 से दो दिन बाद आरम्भ होती है। मेघ पैटन अधिक कुछ लित (coiled) होते हुए घने होने जाते हैं। 'घर्ब', स्पष्ट होनी है और अधिक विकसित होती जाती है—एक निश्चित गोल वाले वल्ल के रूप में। वायु-प्रवाह में 65 'नाट' (T_5 में 90 'नाट', T_6 में 115 नाट, T_7 में 140 नाट तथा T_8 में 170 नाट) की निम्नतम सीमा निर्धारित की गयी है। T_4 में वेद्रीय दाय 987 मिलीबार तथा T_8 में 890 मिलीबार या उससे कम हो सकता है।

9 60 टोरनेडो (Tornado)
टोरनेडो प्रचण्ड सपिल गति करता हुआ एक मेघ स्तम्भ है, जो विशालाकाय कपासी चर्पी के आघार तल से निलम्बित होकर भूमितल को प्राय छूता रहता है। यह स्तम्भ कुछ सौ मीटर के व्यास का खडा या कुछ फुका हुआ शक्वाकार भयवा पतता बेलना कार होता है, जो हायी की सूड या लटवे हुए रस्ते की तरह दिखाई देता है। चित्र (9 10)



चित्र (9 10)

इसमें केन्द्रीय रेखा के चारों ओर चक्रवाती वायु गति 200 से 500 किमी/घंटा के बीच आकलित की गई है। कुछ स्थितियों में मेघ स्तम्भ भूमितल तक नहीं पहुँच पाते। ये सामान्यतः फनेल मेघ (Funnel cloud) के नाम से जाने जाते हैं।

टोरनेडो के भीतर वायु-गति इतनी प्रचण्ड और वायुदाब इतना कम होता है कि प्रचलित साधनों से उनका वास्तविक माप सम्भव नहीं है। इनके द्वारा हुई क्षति के विश्लेषण से तथा दाब और वायुगति के सैद्धांतिक सम्बन्धों के आधार पर, टोरनेडो के केन्द्रीय दाब का आकलन किया गया है। इन आकलनों के अनुसार, केन्द्र बिन्दु पर वायुदाब 100-200 मिलीबार तक गिर जाता है, जिससे टोरनेडो स्तम्भ के भीतर अत्यन्त तीव्र दाब प्रवणता स्थापित हो जाती है। यही प्रवणता प्रचण्ड चक्रवाती प्रवाह उत्पन्न करती है। कुछ आकलनों के अनुसार केन्द्रीय दाब में ह्रास इससे भी अधिक पाया जाता है।

स्थानीय तौर पर, एक सीमित क्षेत्र के लिए टोरनेडो सर्वाधिक विनाशकारी वायु-मण्डलीय घटना है। टोरनेडो मुख्यतः मध्य अक्षांशीय महाद्वीपों में ही उत्पन्न होते हैं। किन्तु संयुक्त राष्ट्र अमेरिका और आस्ट्रेलिया के अलावा अन्य स्थानों में ये बहुत कम होते हैं। इन दोनों स्थानों में टोरनेडो की वार्षिक संख्या का औसत क्रमशः 145 और 140 है। अमेरिका के टोरनेडो अपेक्षाकृत अधिक प्रचण्ड होते हैं।

उष्ण कटिबन्धों में टोरनेडो लगभग नहीं उत्पन्न होते हैं। बङ्गलादेश, आसाम, मेकाङ्ग डेल्टा तथा दक्षिणी विद्यतनाम अप्रैल-माई में जब काल बेशाखी के विशाल कपासी वर्षों में मेघ उत्पन्न होते हैं, तो इनसे यदा-कदा टोरनेडो के गुणों से मिलते-जुलते फनेल मेघ निम्न आते हैं। पर इनकी प्रचण्डता वास्तविक टोरनेडो से बहुत कम होती है।

9 61 जल सतह के ऊपर उत्पन्न टोरनेडो 'जल घूर्ण मेघ-स्तम्भ' या 'जल स्पाउट' (Water spout) कहलाते हैं। इनकी तीव्रता अपेक्षाकृत कम होती है। जल स्पाउट उष्ण कटिबन्धी में भी पर्याप्त संख्या में उत्पन्न होते हैं और साधारणतः समूहों में पाये जाते हैं। तट के समीप पहुँचते पहुँचते जल स्पाउट प्रायः क्षीण हो जाते हैं।

9 62 टोरनेडो से सम्बन्धित सामान्य तथ्य

(1) टोरनेडो प्रायः गर्मी के महीनों में अधिक उत्पन्न होते हैं। अमेरिका में इनकी उच्चतम और न्यूनतम संख्या क्रमशः माई और दिसम्बर में पाई जाती है। 80% टोरनेडो अमेरिकन मानक समय के दोपहर और 21 00 बजे के बीच उत्पन्न होते हैं।

(2) शीतकालीन टोरनेडो या जल स्पाउट प्रायः बाताग्र प्रणालियों तथा स्ववाल रेखा से सम्बन्धित रहते हैं जबकि ग्रीष्मकालीन टोरनेडो की उत्पत्ति धरातलीय प्रारूप, आद्रता की बहुलता तथा जेट धाराओं की अनुपस्थिति पर निर्भर करती है। प्रायुक्तिकतम शोधों से हरीबेन से सम्बन्धित टोरनेडो की संख्या में पर्याप्त वृद्धि पाई गई है। चूँकि उष्ण कटिबन्धी चक्रवातों की संरचना हरीबेन के समान ही होती है, अतः यह सम्भव है

कि चक्रवाती से प्रभावित उष्ण कटिबंधी प्रदेशों में टोरनेडो उत्पन्न होते हैं, किन्तु इस परिकल्पना का प्रायोगिक सत्यापन अभी तक नहीं हुआ है।

(3) टोरनेडो उत्पन्न करने वाली कपासी वर्षा बहुत अधिक ऊँचाई तक विकसित होने के कारण बहुत गहरे रंग के दिखाई देते हैं। टोरनेडो उत्पन्न होने से पूर्व कपासी वर्षा के अन्तर्द्वारा मेम्बेटम मेघ (स्तन मेघ) दिखाई देते हैं तथा प्रचण्ड गजन आरम्भ हो जाता है। कभी कभी हरे रंग की तड़ित या बालू (ball) तड़ित भी देखी जाती है। लेकिन कुछ परिस्थितियों में बिना तड़ित झुम्मा के भी टोरनेडो की उत्पत्ति प्रकट की गई है। टोरनेडो की उत्पत्ति के एक या दो घण्टे पहले तथा बाद तक भारी वर्षा तथा बड़े-बड़े झोलों की वीछार सामान्यतः देखी गई है।

(4) टोरनेडो स्तम्भ के बाहर कुछ किगोमीटर के घेरे में 3 से 10 मिनटों तक दाब का घटना प्रकट किया गया है। अतः टोरनेडो निम्नदाब क्षेत्र से घिरा हुआ होता है।

(5) घरातल तक पहुँचने वाला टोरनेडो, तेज गजन उत्पन्न करता है जो लगभग 30-40 किमी दूर से ही स्पष्ट सुनाई दे जाती है।

(6) टोरनेडो स्तम्भ का अक्ष आरम्भ में ऊर्ध्वाधर हो सकता है। किन्तु शिसर और भूमि तल पर विभिन्न गतियों के कारण यह अक्ष झुक जाता है। आधार प्रायः पीछे रह जाता है, क्योंकि घरातलीय घण्टण के कारण भूमितल पर गति अपेक्षाकृत कम हो जाती है। अतः टोरनेडो स्तम्भ कपासी वर्षा से पूरुत विच्छिन्न हो जाता है।

(7) टोरनेडो की रेखिक गति में बहुत भिन्नता पाई जाती है, जो शून्य से 200 किमी/घण्टा से अधिक के बीच आवलित की गई है। औसत गति 54 किमी/घण्टा आती है। टोरनेडो द्वारा तय की गई दूरी का परास कुछ मीटर से लेकर 450 किमी तक देखा गया है, जिसका औसत लगभग 7 किमी होता है। इस प्रकार टोरनेडो का जीवन काल औसतन 15 सेकण्ड से 8 मिनट तक का हो सकता है। चरम अवस्था में कभी-कभी टोरनेडो कुछ घण्टे तक भी सक्रिय रहते हैं।

सामान्यतः वातावरण जनित टोरनेडो, "सवाहिनिक" कारणों से जनित टोरनेडो की अपेक्षा, अधिक गति और आयु रखने के कारण अधिक दूरी तक प्रभावशाली रहते हैं।

(8) टोरनेडो दो प्रकार से विनाश करता है—(1) स्तम्भ में प्रचण्डता से घुलन करती अतिसूक्ष्म हवाएँ बहुत तीव्र चूपण (Suction) प्रभाव उत्पन्न कर देती हैं जिससे उनकी सीमा के अन्तर्गत आने वाली भारी वस्तुएँ भी, काफी ऊपर तक उठाई जाती हैं। भूमितल के पार्श्व घण्टण के कारण, चक्रवाती हवाएँ अधिक अतिसूक्ष्म प्रवाह रखती हैं। (2) दाब के अचानक गिर जाने तथा परिणामस्वरूप उत्पन्न प्रचण्ड झुम्मा से। भूमि के पट जाने तथा इमारतों के टूट जान की घटनाएँ होती हैं।

घरातलीय तथा आन्तरिक घण्टण के कारण टोरनेडो में भयानक महर तथा विषमोप उत्पन्न होने रहते हैं जिसमें विनाशकारी निर्वृति के झोके आते रहते हैं।—एक

टोरनेडो से अभी तक की अधिकतम जन-हानि का रिकार्ड 689 है। यह टोरनेडो 18 मार्च, 1925 को अमेरिका में उत्पन्न हुआ। एक पूरे दिन की जन-हानि का रिकार्ड भी अमेरिका में ही पाया गया है। 19 फरवरी, 1884 को 1200 व्यक्ति टोरनेडो द्वारा मृत्यु को प्राप्त हुए। इनमें से अधिकांश मौतें उड़ती हुई भारी वस्तुओं के सिरे से टकरा जाने के कारण हुईं। एन अनुमान के अनुसार अमेरिका में प्रति वर्ष 11 करोड़ डॉलर से अधिक सम्पत्ति का विनाश टोरनेडो के कारण होता है।

9 70 प्रतिचक्रवात

प्रतिचक्रवात एक विशाल वायुमण्डलीय गहर है, जो उच्चदाब क्षेत्र के चारों ओर उत्तरी गोलार्ध में दक्षिणावत (Clockwise) तथा दक्षिणी गोलार्ध में वामावत (Anticlockwise) घूमता है। प्रतिचक्रवात एक उच्चदाब क्षेत्र होता है। चूँकि किसी स्थान का दाब वहाँ के वायुमण्डलीय स्तम्भ की मात्रा को व्यक्त करता है, अतः प्रतिचक्रवात के ऊपर वायुमण्डल का भार भास-पास की अपेक्षा अधिक होगा। इसलिए स्पष्ट है कि प्रतिचक्रवात के ऊपर की हवा अधिक घनत्व वाली अर्थात् ठंडी और शुष्क होनी चाहिए। किंतु व्यावहारिक रूप से सबत्र ऐसा नहीं पाया जाता। अनेक प्रतिचक्रवातों पर 3-4 किमी ऊँचाई तक उष्ण वायुराशि छापी रहती है। यह उष्णता सम्भवतः उच्चतर वायुमण्डल में अवतलन के कारण उत्पन्न होती है।

जब भी किसी वायुराशि के भीतर धरातलीय दबाव बढ़ता है अर्थात् उच्च दाब क्षेत्र जनित होता है, तो धरातल पर अपसरण की क्रिया शुरू हो जाती है। इसके फलस्वरूप इसमें उच्च स्तरों से निचले स्तरों की ओर वायु का अवतलन आरम्भ हो जाता है। चूँकि किसी क्षेत्र में मौसम की घटना के उत्पन्न होने के लिए आरोही वायु गति की अनिवार्य है, अतः उच्चदाब क्षेत्र या प्रतिचक्रवात शुष्क तथा साफ मौसम से सम्बंधित रहता है। प्रतिचक्रवात के क्षेत्र के निकट हवाएँ हल्की तथा बहिष्मुखी होती हैं।

9 71 प्रतिचक्रवातों को दो श्रेणियों में बाटा जा सकता है—(1) शीतल प्रतिचक्रवात (Cold Anticyclone) तथा (2) उष्ण प्रतिचक्रवात (Warm Anticyclone)। शीतल प्रतिचक्रवात में उच्चदाब, धरातल तथा निचले स्तरों पर वायु के कम तापमान तथा अधिक घनत्व के कारण उत्पन्न होता है। उष्ण प्रतिचक्रवात में धरातल तथा निचले स्तरों पर उष्ण व हल्की वायु राशि होती है। इसमें उच्च दाब उच्च स्तरों पर स्थित वायु की अधिकता के कारण होता है। शीतल प्रतिचक्रवातों का ऊर्ध्वाधर विस्तार अधिक नहीं होता है। इनका प्रभाव धरातल से ऊपर लगभग 2500 मीटर तक ही विस्तृत होता है। साइबेरिया के ऊपर शीतकाल में पाये जाने वाला शीतल प्रतिचक्रवात ऊँचाई के साथ कमजोर होता जाता है तथा एक निश्चित ऊँचाई पर इसका स्थान निम्न दाब ग्रहण कर लेती है। इसमें विपरीत उष्ण प्रतिचक्रवात ऊँचाई के साथ सशक्त होता जाता है, जैसे उपोष्ण कटिबन्धी उच्चदाब पेटिकाएँ। ये उच्चदाब पेटिकाएँ 20° उ० से 40° उ० के मध्य पाई जाती हैं तथा ऋतुओं के बदलने के साथ इनकी स्थिति में परिवर्तन होता है। सूर्य की स्थिति बदलने के साथ इसकी स्थिति में भी उत्तर या दक्षिण दिशा में स्थानांतरण

होता है। ग्रीष्मकाल में ये उच्चगम्य पेटिकाएँ धतलांडिक तथा प्रगात महागमर के क्षेत्र पर स्थित होती हैं। शीतकाल में ये पत्तीय क्षेत्रों पर भी विस्तृत हो जाती हैं। इन उच्च दाब पेटिकाओं में भ्रवतलन अपेक्षाकृत अधिक तीव्र होता है। भ्रत शुष्क तथा गम भ्रवर्तित हवा के कारण यहाँ मौसम साफ तथा सुन्दर होता है तथा दृश्यता भी प्रायः बहुत अच्छी रहती है। ये प्रतिचक्रवाती क्षेत्र उष्ण कटिबंधी महासागरीय वायु राशियाँ ही, उच्चतर अक्षांश में पशुचर मघ, कुहरा तथा वर्षा उत्पन्न करते हैं।

कुछ प्रतिचक्रवात, स्थायित्व होते हैं। इस प्रकार के प्रतिचक्रवात, किसी क्षेत्र में कई माह भ्रमण वष भर पाए जाते हैं। उदाहरण के लिए उपोष्ण कटिबंधी उच्चदाब पेटिकाएँ स्थायी प्रतिचक्रवात की श्रेणी में आते हैं क्योंकि ये सलगभग पूरे वष अपने स्थान पर स्थित होती हैं। कभी-कभी ये निम्न वायुदाब प्रणालियों द्वारा विस्थापित भी जाती हैं। साइबेरिया का उच्चवायु दाब का क्षेत्र भी स्थायित्व प्रतिचक्रवात का उदाहरण है, क्योंकि यह लगभग पूरे शीतकाल में स्थायी रूप से पाया जाता है।

कुछ प्रतिचक्रवात अस्थायी होते हैं तथा एक स्थान से दूसरे स्थान पर भ्रमण करते हैं। ये प्रतिचक्रवात अपनी यात्रा के दौरान किसी स्थान को शक्ति रूप से प्रभावित कर सकते हैं। अस्थायी प्रतिचक्रवात मध्य अक्षांशों में विशेषतः पाए जाते हैं। मध्य अक्षांशों को जब एक के बाद दूसरे वातावरण भ्रवदाब प्रभावित करते हैं, तो हर दो भ्रवदाबों के मध्य प्रतिचक्रवात होते हैं। ये प्रतिचक्रवात उस प्रबंधित तब स्थान तथा साफ मौसम देते हैं, जब तक कि विद्यमान भ्रवदाब का उष्ण वातावरण प्रभावित न करने लगे। इस प्रकार प्रतिचक्रवात चार प्रकार के हुए —

- (1) स्थायी शीतल प्रतिचक्रवात
- (2) अस्थायी शीतल प्रतिचक्रवात
- (3) स्थायी उष्ण प्रतिचक्रवात
- (4) अस्थायी उष्ण प्रतिचक्रवात

972 तिब्बत का पठार भारतीय मानसून प्रवाह पर महत्वपूर्ण प्रभाव डालता है, क्योंकि ग्रीष्म के प्रारम्भ में पठार का ऊष्मन उष्ण प्रतिचक्रवात, कोशिका धरातल से लगभग 600-500 मीलीवार तक उत्पन्न करता है। यह प्रतिचक्रवात पठार के दक्षिण में पूर्वी प्रवाह उत्पन्न करता है, जो निश्चित रूप से पश्चिमी जेट धाराओं को क्षीण करता है तथा उत्तरी पूर्वी भारत पर पूर्वी मानसून धाराओं को सशक्त बनाता है।

973 कटक

प्रतिचक्रवात से किसी भी दिशा में बाहर की ओर निकले हुए भाग को कटक कहते हैं। यह साधारणतः एक निष्क्रिय प्रणाली है। जब यह दो भ्रवदाबों के बीच स्थित होता है तो इसकी गति भ्रवदाबों की गति द्वारा ही नियंत्रित होती है। कुछ कटक सलगभग स्थिर होते हैं। किन्तु कुछ की गति तज होती है। कटकों की गति की जानकारी दाब की प्रकृति के अध्ययन से समझी जा सकती है। कटक बहुत दाब वाले क्षेत्र की दिशा में तथा घटते दाब वाले क्षेत्र से विपरीत दिशा में गति करते हैं। वातावरण भ्रवदाबों के पृष्ठ भाग

में स्थित बटब के क्षेत्र में, मौसम सामान्यतः साफ होता है, जो ध्रुवीय वायु के घबतलन के कारण होता है।

980 फाल

काल, अत्यन्त धीमी वायु और अनिश्चित मौसम से युक्त वह क्षेत्र है, जो दो उच्च तथा दो निम्न दाबों से घिरा होता है। इस प्रणाली में वायु प्रवाह चित्र (212) के अनुसार होता है। जसा कि पहले कहा जा चुका है, चक्रवात तथा प्रतिचक्रवात प्रणालियाँ में वायु की गति परिसंचारी (circulatory) होती है, किंतु काल में ऐसा नहीं होता। इसमें वायु दो दिशाओं में काल-क्षेत्र की ओर तथा शेष दो दिशाओं में इससे दूर गति करती हैं। इस प्रकार काल, चक्रवात तथा प्रतिचक्रवात प्रणालियाँ से भिन्न है। काल-क्षेत्र में मौसम बर्मा होगा, यह प्रायः मौसम परिस्थितियों पर निर्भर है। शीतकाल में काल क्षेत्र में निम्न मेघ तथा बुहरे की पटनाएँ प्रायः घटित होती हैं। ग्रीष्मकाल में, उपयुक्त उच्च वायुमण्डलीय परिस्थितियों में कालक्षेत्र में तडित भ्रमा की प्रबल सम्भावना रहती है। काल, वातावरण सम्पत्ति के लिए अत्यन्त उपयुक्त क्षेत्र है। यदि घरातल तथा निम्न स्तरों पर मौसम मानचित्र में काल क्षेत्र हो, तो उस क्षेत्र में उच्चतर क्षोभमण्डल में विक्षोभ (turbulence) की सम्भावना होती है। यह स्थिति विमानों के लिए विशेष घातक है। उच्चतर वायुमण्डलीय विक्षोभ प्रायः कपासी या कपासी वर्षा मेघों से सम्बन्धित होते हैं, किंतु काल क्षेत्रों के ऊपर विक्षोभ, मेघ रहित वायु तहों में ही उत्पन्न होते हैं, जिन्हें स्वच्छ वायु विक्षोभ (Clear Air Turbulence या CAT) कहा जाता है।

□□□

मौसम विश्लेषण और पूर्वानुमान के प्राथमिक सिद्धान्त

(Rudiments of Weather Analysis and Forecasting)

10 10 विश्लेषण के लिए मौसम आकड़े

दूर संचार तथा प्रतिवृत्ति (Facsimile) रिस्वीवर की सुविधाएँ से युक्त एक मौसम केंद्र सामान्यतः अनेक प्रकार के घरातलीय तथा उच्चतर वायुमण्डलीय मौसम आँकड़ प्राप्त करता है, जिनके अवन और विश्लेषण से मौसम मानचित्र (Weather map) तैयार किया जाता है। प्रतिवृत्ति रिस्वीवर द्वारा दूसरे केंद्रों में तैयार किए गए मौसम चाट एवं अन्य मासग्रियाँ भी, ज्यों-ज्यों-त्यों प्राप्त हो जाती हैं। मौसम उपग्रहों द्वारा प्रेषित भ्रम चित्र भी अब नियमित रूप से आने लगे हैं, जिनके लिए भारत में 6 रिस्वीवर केंद्र स्थापित किए जा चुके हैं।

अतः मौसम विश्लेषण के लिए प्राप्त सभी मासग्रियों में से उन आँकड़ों का चयन करना आवश्यक होता है जो उस क्षेत्र के दैनिक मौसम विश्लेषण एवं पूर्वानुमान के लिए सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण हों। एक समय पर लिए गए समकालीन प्रेक्षणों की मानचित्र में यथास्थान अंकित कर दिया जाता है। इस असतत (discrete) प्रेक्षणों की सहायता से पूरे क्षेत्र के मौसम प्राचलो को सतत आलेख रेखाओं द्वारा चित्रित करना समकालीन मौसम विश्लेषण कहलाता है। ये रेखाएँ मौसम प्राचलो की समरेखाएँ (isopleths) कहलाती हैं। समकालीन मौसम विश्लेषण समकालीन पैमाने (कुछ सौ किमी के प्रम को) पर मौसम प्रणालियों का विवरण देता है। इससे सूक्ष्म पैमाने (microscale) पर स्थानीय प्रभाव जैसे विकिरण ऊष्मन या शीतलन, पर्वतीय प्रभाव, जल थल आवरण, सवाहनिक धाराएँ आदि समकालीन विश्लेषण क्षेत्र में छन जाती हैं। अतः स्थानीय मौसम पूर्वानुमान के लिए जो प्रायः 50 से 100 बग किमी क्षेत्र के लिए बनाया जाता है, अतः से विचार करना आवश्यक है। समकालीन विश्लेषण अपेक्षाकृत बड़े पैमाने पर मौसम प्रणालियों की स्थिति तथा गतिशीलता पर प्रकाश डालता है।

10 11 समकालीन विश्लेषण के लिए कुछ प्रमुख प्रेक्षणों का विवेचन अप्राकृतिक

(क) धरातलीय प्रक्षरण

(1) दाब

धरातलीय प्रसृतलता के कारण स्टेशन स्तर का दाब मौसम मानचित्र पर प्रतिनिधि प्राचल के रूप में नहीं लिया जा सकता। इसके लिये धरातलीय दाब को माध्य समुद्र तल पर अवतलित करना पड़ता है। किन्तु इस अवतलन के परिणामस्वरूप त्रुटि का उत्पन्न होना स्वाभाविक है। समुद्र तल के दाब में मानक त्रुटि (standard error), प्रति 300 मीटर स्टेशन की ऊँचाई के लिए 0.5 मिलीबार के लगभग पाई जाती है।

यत्र त्रुटि भी दाब के अप्रतिनिधित्व को बढ़ावा देती है। विशेषकर उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में, जहाँ वेधशालाएँ सैकड़ों किमी दूरी पर स्थित हैं, तुलना की सुविधा उपयुक्त नहीं है। विपुल रेखा के पाम, जहाँ दाब-प्रवणता अत्यंत क्षीण होती है, थोड़ी यत्र त्रुटि भी दाब प्रणाली का केन्द्र निश्चित करने में पर्याप्त अन्तर ला सकती है। इन कठिनाइयों के कारण उष्ण कटिबंधी में दाब विश्लेषण की उपयोगिता बहुत सीमित रह जाती है।

किसी निश्चित अवधि में, दाब-परिवर्तन नि सदेह निरपेक्ष दाब की अपेक्षा अधिक यथाय राशि है। 3 घण्टे या 24 घण्टे का दाब-परिवर्तन अथवा दाब प्रवृत्ति को अंकित कर, उनकी समरेखाओं द्वारा चाट का विश्लेषण करना अनेक स्थितियों में उपयोगी पाया जाता है। इन समरेखाएँ रखाओं को **आइसोबोथर (Isobar)** या समदाब परिवर्तन रेखाएँ कहते हैं।

(2) तापमान तथा ओसाक

उष्ण कटिबंधी में तापमान का दैनिक चलन, प्रायः समकालीन प्रणालियों के प्रभाव से उत्पन्न, तापमान परिवर्तन में अधिक पाया जाता है। इसका कारण यही है कि सूर्यम प्रदाने पर स्थानीय तापमान, आद्रता, सवाह्निक धाराएँ मेघच्छादन तथा वायुगतिक पर अपक्षाकृत अधिक निर्भर करता है। अतः समकालीन पमाने पर इनका विश्लेषण अनुपयुक्त है। वायु तापमान की ही तरह, ओसाक का स्थानीय चलन भी समकालीन परिवर्तनों पर भारी पड़ता है किन्तु इसका दैनिक परिसर, तापमान की अपेक्षा बहुत कम होता है। सागर तली पर ओसाक का दैनिक चलन और भी कम होता है, अतः वहाँ पर ओसाक विश्लेषण की सहायता से समकालीन प्रभावों का अध्ययन करना अधिक सरल है। ऐसे क्षेत्रों में ओसाक का समकालीन विश्लेषण करना उपयोगी हो सकता है।

जिन क्षेत्रों में वातायु उत्पन्न होते हैं अथवा जहाँ दो विभिन्न वायुराशियाँ एक साथ प्रभावशील रहती हैं, वहाँ उनके यथाय निर्धारण के लिए, ओसाक एक महत्वपूर्ण सरक्षी प्राचल है। अतः वहाँ ओसाक तथा ओसाक-परिवर्तन की प्रवृत्ति का विश्लेषण करना विशेष महत्वपूर्ण है।

(3) हवा

धरणी प्रभावों से मुक्त महासागरीय क्षेत्रों के ऊपर, सागरतलीय हवा समकालीन प्रभावों को व्यक्त करने के लिए महत्वपूर्ण प्राचल है। भूमि पर विशेषतः उष्ण कटिबंधी

क्षत्रा में, जहाँ धलीय भाग बहुत असमतल और पवतीय शृङ्खलाओं से भरपूर है, धरातलीय हवा स्थलाकृति (topography) और विविरण में प्रभावित होने के कारण, समकालीन मौसम प्रणालियाँ को बहुत यथाथ रूप से व्यक्त नहीं कर पाती।

वायु गति और दिशा को मापन विधि में अन्तर होने से भी, हवा के प्रतिनिधित्व का भ्रममूल्यन होता है। एनीमोमीटर अथवा एनीमोग्राफ द्वारा, 'वायु' मापन में कुछ मिनट के उतार-चढ़ाव का औसत मान ज्ञान किया जाता है। यह भ्रमविधि भी हर क्षत्रा के लिए एक समान नहीं होती। यत्र को ऊँचाइयाँ में भिन्नता भी समकालीन 'उद्देश्या' में हवा का महत्व कम करती है।

(4) मेघाच्छन्नता

मौसम उपग्रहों द्वारा प्राप्त-मेघ-चित्र यथाथ एवं अविच्छिन्न प्रकृति के कारण भली भाँति समकालीन प्रतिनिधित्व कर सकते हैं। इनका विश्लेषण नेफ (Neph) विश्लेषण कहलाता है। किंतु केवल धरातलीय प्रेक्षकों द्वारा लिए गए मेघों के आँकड़े, जो विच्छिन्न और व्यक्तिगत आकलन पर निर्भर करते हैं समकालीन विश्लेषण के लिए अनुपयुक्त हैं। इनसे मेघाच्छन्नता का यथाथ रूप स्पष्ट नहीं हो पाता।

(5) भ्रमक्षेपण

किसी निश्चित भ्रमविधि (प्रायः 24 घण्टे) की, वर्षा के आँकड़े एवं मानचित्र पर अंकित कर दिए जाते हैं, जो समकालीन प्रणालियों द्वारा विशोभित मौसम की स्थिति और गति का बोध कराते हैं। उष्ण अटिबन्धा में सवाह्निक धारामा द्वारा स्थानीय स्तर पर, बौद्धार युक्त वर्षा बहुत सामान्य है। अतः इन क्षेत्रों में वधशालाओं के बीच की अत्यधिक दूरी के कारण, वर्षा आँकड़ा की प्रतिनिधित्व शक्ति घट जाती है। बौद्धार प्रायः वर्षा की समूह के मेघों में तथा दूर-दूर तक समान तीव्रता की वर्षा मध्य स्तरीय मेघों में देखी जाती है। अतः वर्षा मानचित्रों और नेफ विश्लेषण को एक साथ अध्ययन करने से, समकालीन प्रणालियों की प्रवृत्ति और स्थिति के सम्बन्ध में उपयोगी जानकारी प्राप्त हो सकती है।

(6) दृश्यता

बौद्धार की तीव्रता, प्राची, कुहरे, धुँध आदि के प्रभाव दृश्यता पर स्पष्ट है और इन्हीं के उच्चावच के साथ, दृश्यता परिवर्तित होती रहती है। दृश्यता के प्रतिनिधित्व पर विचार करने समय समकालीन मौसम, मौसम स्थिति, स्टेशन की स्थलाकृति तथा वर्तमान और पिछले मौसम की दशाओं पर ध्यान देना आवश्यक है।

(ख) उच्चतर वायु प्रेक्षण

(1) रेडियो सोन्डे एवं रेडियो वायु मापन

यह यत्र गुब्बारे द्वारा उच्चतर वायुमण्डल से गुजरता है, जहाँ से वायु-तापमान, घाटना तथा दाब के आँकड़े रेडियो सन्केतो द्वारा प्रेषित करता जाता है। भूमिस्तल पर स्थित उपकरण जो गुब्बारे का दिग्ग (azimuth) और उन्नतांश का पाठाङ्क लेते रहते हैं वायुगति और दिशा का बोध कराते हैं। रेडियो सान्दे प्रायः 25-30 किमी की ऊँचाई तक

के प्रेक्षण देते हैं। सांख्यिकीय विधियों से इन प्रेक्षणों में 5 से 15% तक की मानक त्रुटि भाकलित की गई है परन्तु साधारणतः यह त्रुटि सहन (tolerance) सीमा के अन्दर पाई जाती है।

तापमान और दाब की त्रुटियों के आधार पर स्थिर दाब पृष्ठों (Constant pressure surface) के बीच सम्भावित मोटाई (thickness) में त्रुटि की गणना की जा सकती है। यदि तापमान (T) की त्रुटि के कारण ऊँचाई (z) की मूल माध्यवर्ग (root mean square) त्रुटि z_t तथा दाब (P) की त्रुटि के कारण ऊँचाई की मूल माध्यवर्ग त्रुटि z'_p हो, तो ऊँचाई की कुल त्रुटि

$$z' = \sqrt{z_t^2 + z'_p^2}$$

यदि तापमान और दाब की मूल माध्यवर्ग त्रुटि क्रमशः 1°C और 2 मिलीबार मान ली जाए, तो स्थिर दाब पृष्ठ की ऊँचाइयों में भाकलित मूल माध्यवर्ग त्रुटि निम्नांकित सारणी द्वारा व्यक्त की जा सकती है।

सारणी (10 L)

मूल माध्यवर्ग ऊँचाई त्रुटि (मीटर)

दाब स्तर (मिलीबार)	तापमान त्रुटि से (z_t)	दाब त्रुटि से (z'_p)	कुल त्रुटि (z')
1000	0	0	0
700	10	1	10
500	20	3	20
300	35	7	36
200	47	11	48
100	67	22	71
50	87	9	87

10 12 भारत में विभिन्न दाब स्तरों की मानक ऊँचाइयाँ इस प्रकार निर्धारित की गई हैं।

सारणी (10 2)			
दाब स्तर (मिलीबार)	मौसम ऊँचाई (मीटर)	स्तर (मिलीबार)	मौसम ऊँचाई (मीटर)
850	1500	250	10600
700	3100	200	12300
500	5800	150	14100
400	7600	100	16600
300	9500		

रेडियो सोदे द्वारा प्राप्त समदाब पृष्ठों की ऊँचाइयों में, तापमान और दाब के कारण जो त्रुटियाँ उत्पन्न हो जाती हैं, उनके कारण कट्टर विश्लेषण की प्रतिनिधित्व क्षमता, विशेषकर निम्न अक्षांशों में घट जाती है।

10 13 रेडियो सोदे या पायलट गुब्बारों द्वारा लिए गए हवा के प्रेक्षण वायु मंडलीय तहों का मौसम सदिश वायु-वेग व्यक्त करते हैं। ये तहें साधारणतः विभिन्न मोटाई की हुमा करती हैं। प्रायोगिक तौर पर दिशा में ± 10 अंश तथा वायु गति में $\pm 10\%$ की त्रुटि सीमा के अन्दर, ये प्रेक्षण सही होते हैं। उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में, जेट धारकों से प्रभावित क्षेत्रों को छोड़कर, प्रायः वायुगति 45 किमी/घण्टा से कम ही पाई जाती है। अनेक क्षेत्रों में मण्डलीय (zonal) (पूर्वी या पश्चिमी) वायु प्रवाह का उत्क्रमण भी प्रायः देखा जाता है। ऐसे अवसरों पर वायु के प्रेक्षण में और अधिन यथायता अन्वेषित होती है।

मौसम उपग्रह द्वारा प्रेषित चित्रों से भी वायुवेग का आकलन करने के कुछ तकनीक विकसित किए गए हैं। पक्षम मेघों के आवटन और प्रसार से, क्षोभ सीमा के निकट की वायु का बोध हो सकता है। मेघों की प्रसार प्रवृत्ति, सातत्य एव जलवायु के ज्ञान से वायुवेग आकलित करने के, कुछ नियम निर्धारित कर दिए गए हैं। तुलना करने पर ये आकलन सदिशों में 300 तथा 200 मिलीबार स्तर पर रेडियो सोदे प्रेक्षणों से बहुत निकट पाए गए हैं।

10 20 मौसम चार्टों के लिए मानचित्र

समकालीन मौसम चार्ट सुविधापूर्वक तैयार करने के लिए ऐसे मानचित्र बनाना आवश्यक है, जिसमें भूमण्डल का गोलकीय प्रारूप एक समतल बागज पर प्रदर्शित किया जा सके। पृथ्वी के पृष्ठ पर स्थित बिन्दुओं का किसी समतल मानचित्र पर यथाय प्रदर्शन के लिए पृथ्वी के वक्र पृष्ठ से अक्षांश और देशांतर रेखाओं के ग्रिड को, मानचित्र के समतल पृष्ठ पर रूपांतरित कर दिया जाता है। इस रूपान्तरण की मानचित्र प्रक्षेपण

(Map-projection) कहते हैं। प्रक्षेपण कुछ नियमों के अंतर्गत किया जाता है, जिससे भू-गुण्डल पर स्थित बिन्दुओं की, मानचित्र के बिन्दुओं से एक-एक संगति (one to one correspondence) स्थापित की जा सके।

मानचित्र तैयार करने के लिए पहले भू-पृष्ठ को समतल या ऐसे पृष्ठों पर प्रक्षेपित कर लिया जाता है, जिन्हें खोलकर समतल पृष्ठ का रूप दिया जा सके जैसे-बेलन और शंकु। इन्हें बिम्ब पृष्ठ (Image Surface) कहते हैं। फिर बिम्ब पृष्ठ को खोलने के बाद, जो समतल मानचित्र प्राप्त होता है, उसे समुचित पैमाने, उदाहरणार्थ— $1/10^7$ पर, सङ्कुचित कर लेते हैं।

10 21 समकालीन मौसम मानचित्रों के उद्देश्य से सामान्यतः अनुकोण (conformal) प्रक्षेपण के चार्ट तैयार किए जाते हैं। इसमें किसी बिन्दु पर मानचित्र का बिम्ब पैमाना हर दिशा में समान होता है। परिभाषा के अनुसार किसी दिशा में,

बिम्ब पैमाना = $\frac{\text{बिम्ब पृष्ठ पर एक बिन्दु और उसके निकटतम बिन्दु के मध्य की दूरी}}{\text{भू-पृष्ठ पर इही के सङ्गत बिन्दुओं के मध्य की वास्तविक दूरी}}$

यदि यह अनुपात हर दिशा में समान होगा, तो भू-पृष्ठ पर खींची गई किन्हीं दो रेखाओं के बीच का कोण वही होगा, जो मानचित्र पर इन रेखाओं के प्रक्षेप के बीच होता है। इसको स्पष्ट करने के लिए निम्नांकित तर्क पर विचार कीजिए

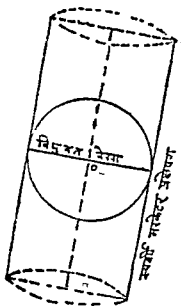
मान लीजिए, P, Q और R तीन बिन्दु, पृथ्वी की सतह पर लिए गए हैं, जिनका मानचित्र पर प्रक्षेप बिन्दु P', Q' और R' हैं। यदि बिन्दु क्रमागत (Consecutive) हैं, तो $\triangle PQR$ का क्षेत्रफल शून्य हो जाएगा। दोनों त्रिभुजों PQR और P'Q'R' की सङ्गत भुजाओं का अनुपात समान होगा, क्योंकि परिभाषा के अनुसार बिम्ब पैमाना हर दिशा में समान होगा। इस प्रकार दोनों त्रिभुज समान (Similar) हुए और उनके सङ्गतकोण एक दूसरे के बराबर। अतः प्रक्षेपण में, रेखाओं के बीच के कोण का मान संरक्षित रहता है। यही कारण है कि अनुकोण प्रक्षेपणों में छोटे क्षेत्रों का आकार यथावत् रहता है। बड़े क्षेत्रों के लिए आकार संरक्षित नहीं रह पाता, क्योंकि सम विन्यास (conformality) की यथायथा केवल सूक्ष्म दूरियों के लिए ही निश्चित है।

इसके अतिरिक्त सदिश राशियों, जैसे-वायु वेग का अङ्कन अनुकोणिक प्रक्षेपण के मानचित्रों पर अपेक्षाकृत अधिक सरलता से हो सकता है, क्योंकि इन मानचित्रों पर दिशाओं का मान वही रहता है जो पृथ्वी की सतह पर।

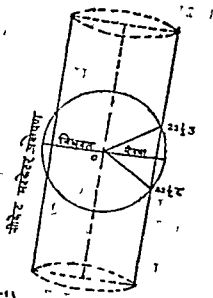
10 22 मौसम मानचित्रों के लिए 3 प्रकार के अनुकोणिक प्रक्षेपण प्रयोग लाये जाते हैं।

(1) मरकेटर प्रक्षेपण—इसको सबसे पहले सन् 1559 में जी. मरकेटर ने जन्म दिया। इसमें प्रक्षेपण पृष्ठ एक बेलन होता है जिसका अक्ष, पृथ्वी के अक्ष से सपाती (coincident) होता है। बेलन की त्रिज्या अचर होती है, जिसे विभिन्न अक्षांशों पर यथायथा पैमाने के लिए इच्छानुसार नियोजित किया जा सकता है। यदि पृथ्वी और बेलन की

त्रिज्या बराबर मान ली जाए, तो बेलन पृथ्वी को विपुवत् रेखा पर स्पर्श करेगा। चित्र (10 I) स्थिति (i)। इस स्थिति में विपुवत् रेखा पर, पैमाना अनुपात या बिम्ब पैमाना विपुवत् रेखा पर एक होगा। दूसरे शब्दों में, पैमाना विपुवत् रेखा पर यथाय है। विपुवत् रेखा इस भवस्था में मानक समानांतर कहलाती है। यह प्रक्षेपण स्पर्श मरकेटर प्रक्षेपण कहलाता है। यदि बेलन की त्रिज्या कम हो, तो वह पृथ्वी के गोलों को दो अलग वृत्तों पर काटेगा। ये वृत्त विपुवत् रेखा के दोनों ओर सममित रूप से पाए जाएंगे और दोनों ही मानक समानान्तर होंगे। इस भवस्था में जो प्रक्षेपण बनेगा, वह सॉफ्ट मरकेटर प्रक्षेपण कहलाता है। चित्र (10 I, स्थिति ii)



(स्थिति i)



चित्र (10-1)

(स्थिति ii)

मरकेटर प्रक्षेपण में प्रत्येक अक्षांश वृत्त, बेलन पर क्षतिज वृत्त के रूप में प्रक्षेपित होता है और जब बेलन खोला जाता है, तो ये सभी वृत्त, बेलन की परिधि के बराबर लम्बाई की क्षतिज रेखाओं के रूप में आ जाते हैं। इसी प्रकार देशान्तर रेखाओं का प्रक्षेपण अक्षांश रेखाओं के लम्बवत् समान दूरियों पर होता है।

अक्षांश रेखाओं को विपुवत् रेखा से दूरियाँ तेजी से बढ़ती जाती हैं और ध्रुवों पर अनन्त हो जाती हैं। दूसरे शब्दों में मरकेटर प्रक्षेपण में ध्रुवों को चित्रित नहीं किया जा सकता। अतः इस प्रक्षेपण द्वारा वे ही मानचित्र अधिक उपयोगी होते हैं जिनमें ध्रुवीय क्षेत्रों की उपस्थिति महत्वपूर्ण न हो। ये उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों को प्रदर्शित करने के लिए सर्वाधिक उपयुक्त हैं। इसका दूसरा गुण रचना की सरलता है। भाप किसी भी आकार के मानचित्र के लिए उपयुक्त पैमाना चुन लीजिए। क्षेत्र पर एक सरल रेखा द्वारा विपुवत्

रेखा खींच लीजिए। निम्नांकित सरल समीकरण द्वारा दो देशान्तरों λ और $\lambda + d\lambda$ के बीच की दूरी dx की गणना कर लीजिए

$$dx = a \cos \phi_0 d\lambda$$

जहाँ a पृथ्वी की त्रिज्या और ϕ_0 वह अक्षांश वृत्त है, जहाँ पैमाना यथाथ है। विपुल रेखा को dx की इकाइयों में बाँट कर समान्तर लम्बवत् रेखाएँ खींच लीजिए। ये देशान्तर प्रदर्शित करती हैं।

अब निम्नांकित समीकरण से अक्षांश वृत्तों ϕ की विपुल रेखा से दूरी y की गणना कर लीजिए

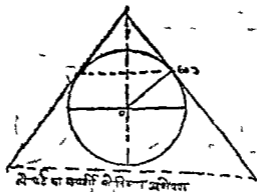
$$y = a \cos \phi_0 \log \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right),$$

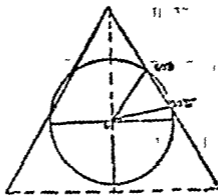
अक्षांश की इन दूरियों को देशान्तर पर अंकित करके विपुल रेखा के समान्तर अक्षांश रेखाएँ खींच लीजिए। यह ग्रिड तैयार कर लेने के बाद, मानचित्र के बिन्दु अंकित करना आसान कार्य है।

10.23 लैम्बर्ट का अनुकोणिक शंकु (Conical) प्रक्षेपण

यह नाम इसके आविष्कर्ता, जे० जी० लैम्बर्ट (1772) पर रखा गया है। इस विम्ब पृष्ठ एक शंकु होता है, जिसका अक्ष पृथ्वी के अक्ष से सपाती होता है। मरकेटर प्रक्षेपण की तरह, इसमें भी शंकु पृथ्वी के गोले के वृत्तों मानक समानान्तर पर, या तो स्पष्ट करता है या दो मानक समानान्तरों पर काटता है। इन स्थितियों में त्र्यस्य स्पर्शों तथा सीक्रेट शंकु प्रक्षेपण प्राप्त होते हैं (चित्र 10.2)। यदि यह शंकु, प्रक्षेपण के बाद जनक रेखा (generator-line) से खोला जाए, तो वृत्त का एक सेक्टर प्राप्त होता है। सारे भू-मण्डल का मानचित्र इस वृत्त पर प्रस्तुत किया जा सकता है।

ध्रुव, शंकु के शीर्ष पर प्रक्षेपित होता है, जो खोलने पर सेक्टर के वृत्त का केंद्र बन जाता है। वृत्त की त्रिज्याएँ देशान्तर प्रदर्शित करती हैं। अक्षांश वृत्तों का प्रदर्शन सेक्टर पर





सेक्टर का सेक्टर स्टीरियोप्रोजेक्शन

चित्र (10 2)

खींचे गए चापो द्वारा किया जा सकता है, जिनमें बीच की दूरियाँ इस प्रकार नियोजित की गई हों कि मानचित्र अनुकोणिक बन जाय।

ध्रुवों पर मरकेटर प्रक्षेपण की तरह लैम्बर्ट शक्ति प्रक्षेपण का पैमाना भी अनन्त हो जाता है किंतु इनमें ध्रुवों की स्थिति प्रदर्शित की जा सकती है, जबकि मरकेटर प्रक्षेपण में यह सम्भव नहीं। सीक्टै लैम्बर्ट प्रक्षेपण में स्वेच्छा से दोनों मानक समानांतर चुन जाने की सुविधा रहती है। इससे इच्छित क्षेत्र में विरूपण (deformation) कम किया जा सकता है।

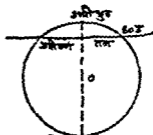
यह प्रक्षेपण मध्य अक्षांशों के लिए सर्वाधिक उपयुगी होता है। यदि मानक समानांतर निम्न अक्षांशों की ओर चुना जाए तो उत्पन्न कटिबन्धी क्षेत्र का भी उपयुक्त मानचित्र प्राप्त हो सकता है।

10 24 ध्रुवीय त्रिविम (स्टीरियोग्रॉफिक) प्रक्षेपण

यह एक सदृश (Perspective) प्रदापण है, जिसमें पृथ्वी के अक्ष के लम्बवत् एक समतल पृष्ठ, बिंब पृष्ठ का कार्य करता है। यदि बिंब पृष्ठ ध्रुव पर स्पर्शी है, तो पैमाना स्पष्ट बिन्दु के अलावा सबत्र एक से अधिक होता है। बिंब पृष्ठ पृथ्वी की किसी अक्षांश पर यदि काटना है तो उस अक्षांश पर पैमाना यथाय होगा, अर्थात् वह अक्षांश मानक समानांतर होगा, (चित्र 10 3)।



ध्रुवीय स्टीरियोग्रॉफिक प्रक्षेपण



उपध्रुवीय स्टीरियोग्रॉफिक प्रक्षेपण

चित्र (10 3)

11. ध्रुवीय त्रिविम प्रक्षेपण में यदि प्रक्षेपण पृष्ठ से दूर वाले ध्रुव पर, एक प्रकाश-स्रोत रख दिया जाए, तो पृथ्वी के अक्षांश और देशान्तर का जो बिंदु प्रक्षेपण पृष्ठ पर चित्रित होगा, वही मानचित्र का प्रिड बन जाएगा।

इसमें ध्रुव मानचित्र के केन्द्र पर प्रदर्शित होंगे। देशान्तर रेखाएँ केन्द्र से निकली सरल रेखाओं के रूप में चित्रित होंगी, जो एक-दूसरे से वही कोण बनाएँगी, जो पृथ्वी के देशान्तर तलों में होता है। अक्षांश रेखाएँ सम केन्द्रित वृत्तों के रूप में आएँगी जिनका केन्द्र ध्रुव है।

मानक समानान्तर पर पैमाना इकाई होता है, जो निचले अक्षांशों की ओर बढ़ता जाता है। उच्च अक्षांशों की ओर पैमाना घटता जाता है और उत्तरी ध्रुव पर निम्नतम होता है। ध्रुवीय क्षेत्र के प्रदर्शन के लिए, यह प्रक्षेपण सर्वाधिक उपयोगी मानचित्र प्रस्तुत करता है। ध्रुवों के साथ एक गोलाकार सम्पूर्ण चित्रण इसमें सरलता से किया जा सकता है।

10 25 अक्षर और विश्लेषण की त्रुटियाँ कम से कम करने के लिए मानचित्रों में विरूपण निम्नतम होना चाहिये। इसके लिए यह पाया गया है कि मरकेटर प्रक्षेपण पर, जिसके मानक समान्तर $22\frac{1}{2}^{\circ}$ उ और $22\frac{1}{2}^{\circ}$ द लिए गए हैं, 30° उ और 30° द के बीच का क्षेत्र सर्वोत्कृष्ट ढंग से प्रदर्शित करता है, जिसमें विरूपण 8% से भी कम होता है।

बिपुवत् रेखा से 50° उ अक्षांश के बीच के क्षेत्र के लिए, सर्वोत्तम मानचित्र लैम्बर्ट अनुकोणिक शाकव प्रक्षेपण से मिलता है, जिसका मानक समान्तर 10° उ और 40° उ अक्षांश लिए गए हों। इसमें विरूपण 7% से कम पाया जाता है। ध्रुवीय त्रिविम प्रक्षेपण में 60° उ या 45° उ अक्षांशों को मानक समान्तर लिया जा सकता है, जिससे विरूपण 9% से भी कम आता है।

- उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों के लिए मरकेटर प्रक्षेपण द्वारा निमित्त मानचित्र सर्वाधिक उपयोगी सिद्ध हुए हैं। इन मानचित्रों के पैमाने वेधशालाओं की सघनता, विश्लेषण का क्षेत्रफल तथा मानचित्र के आकार पर निर्भर करते हैं। पूरा गोलाकार मानचित्र के लिए 1.2×10^7 या 1.4×10^7 का पैमाना उपयुक्त हो सकता है, जबकि क्षेत्रीय विश्लेषण के लिए 1.10^7 का पैमाना सामान्यतः लिया जाता है। भारतीय उपमहाद्वीप के लिए भारत मौसम विभाग 1.10^7 पैमाने का धरातलीय चाट तैयार करता है।

10 30 मौसम चार्ट का विश्लेषण

(1) धरातलीय चार्ट—सांकेतिक रूप से प्रेक्षकों को मानचित्र पर यथास्थान अंकित कर लेने के बाद, उनके विश्लेषण के लिए समदाब रेखाएँ खींची जाती हैं। शीतोष्ण कटिबंधों में जहाँ वातावरण प्रतिस्त्रियाएँ प्रचुर मात्रा में हुआ करती हैं, वातावरण की स्थिति निर्धारित करना भी एक प्रमुख कार्य है।

समदाब रेखाएँ प्रायः 2 या 4 मिलीबार के अन्तराल पर खींची जाती हैं। भारतीय क्षेत्रों में जहाँ दाब प्रवणता बहुत कम पाई जाती है, दाब प्रणालियों को स्पष्ट करने के लिए एक मिलीबार के अन्तर पर भी समदाब रेखाएँ खींची जा सकती हैं। परंतु इन नियमों

विभिन्न प्रणालियों को धरातलीय मानचित्र पर कुछ मानक संकेतों द्वारा चिह्नित कर दिया जाता है। ये संकेत चित्र (10 6 a, b और c) में दिए गए हैं।

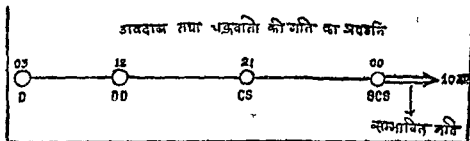
मौसम प्रणाली के विभिन्न लक्षणों के संकेत जो मौसम मानचित्र पर अंकित किये जाते हैं।

- | | |
|------------------------------|--|
| 1 धरातलीय शीत वाताग्र | |
| 2 शीत वाताग्र उत्पत्ति | |
| 3 शीत वाताग्र ट्रांस | |
| 4 धरातलीय उष्ण वाताग्र | |
| 5 उष्ण वाताग्र उत्पत्ति | |
| 6 उष्ण वाताग्र ट्रांस | |
| 7 धरातलीय अधिधारित वाताग्र | |
| 8 धरातलीय स्थायित्व वाताग्र | |
| 9 अस्थायित्व रेखा | |
| 10 अभिसरण रेखा | |
| 11 अन्तर्गण करिदक्षी असन्ततप | |
| 12 अन्तर्गण करिदक्षी असन्ततप | |
| 13 ट्रोपिका अक्ष | |
| 14 कटक अक्ष | |

चित्र 10 6 (a)

मौसम मानचित्रों पर दाब प्रणालियों के प्रस्तुतीकरण के संकेत	
1. निम्नदाब	L
2. उच्चदाब	D
3. तीव्र उच्चदाब	DD
4. पड़वता	CS
5. प्रणव पड़वता	SCS
6. धारणात्मक प्रणव पड़वता, जिसमें वायुगति 64 नॉट से अधिक हो।	S
7. उच्चदाब	H

चित्र (10 6b)



चित्र (10 6c)

10 32 उच्चतर वायुमण्डल मौसम मानचित्र

वायुमण्डल के त्रिविध आचरण की पूर्ण व्याख्या तथा दाब प्रणालियों के ऊर्ध्वधर विस्तार का अध्ययन करने के लिए, उच्चतर वायुमण्डलीय चाट तैयार करने आवश्यक हैं। जैसे मेघाच्छन्नता, वर्षा आदि की घटनाएँ, घरातलीय चाट पर भी प्रकृतित रहती हैं, किन्तु उच्चतर हवाओं के दाब, तापमान, आद्रता तथा गति की परिवर्तनीय प्रकृति का विस्तृत अध्ययन भी समकालीन स्थितियों के अध्ययन के महत्वपूर्ण भाग हैं।

इसके लिए मौसम के द्रो में जो चाट सर्वाधिक प्रचलित हैं, वे स्थिर दाब चाट (Constant Pressure Chart) या कन्टूर चाट (Contour Chart) कहलाते हैं। ये चाट कुछ घने हुए दाब स्तर, जैसे—850, 700, 500, 300, 200 तथा 100 मिलीबार के लिए तैयार किए जाते हैं। रेडियो सोन्डे वेधशालाओं द्वारा प्राप्त इन दाब स्तरों की ऊँचाइयों को (जो० पी० एम० इकाइयों में) तथा तापमान, भ्रमणक व वायुगति घोर दिशा साकेतिक मॉडलों के रूप में अंकित कर दिया जाता है।

भारतीय क्षेत्रों में, चूँकि रेडियो सोन्डे वेधशालाओं की संख्या बहुत सीमित (लगभग 20) है, अतः इन स्तरों पर पायलट बैलून के वायुप्रेक्षण भी अंकित कर दिए जाते हैं, ताकि

कट्टर रेखाओं का प्रायः बढ़ाने में इनकी महायन्त्रा मिसमती रहे। इन मानचित्रों में विन्नेपस में वायु मण्डल की तरह अरुण-समकालीन दिशा में स्पष्ट हो उठती है। धरातलीय और उच्चतर वायु मानचित्रों में एक साथ अध्यारोपण (Superimposition) से, किसी एक प्रणाली का उच्च विस्तार तथा मौसम विकसित करने की अनुकूल प्रवृत्ति पर विचारणा प्राप्त होती है। विभिन्न तथ्यों में विन्नेपस का एक साथ परस्पर में उनकी पारस्परिक मद्दति (Consistency) को ध्यान में रखना सदा प्रायः सम्भव है।

उच्च घटांशों में 850, 700 और 500 मिलीबार में मानचित्रों में 40 मीटर के अंतर पर कट्टर खींचे जाते हैं जबकि भारतीय क्षेत्रों में प्रयुक्तता के दोषोपेक्षा के कारण, 20 मीटर के अंतर पर कट्टर खींचना अधिक उपयोगी पाया जाता है। उच्चतर स्तर 300, 200 और 100 मिलीबार पर ये अन्तर्गत क्रमशः 80 और 40 मीटर कर दिए जाते हैं। 200 और 100 मिलीबार स्तर पर रेडियो मोड द्वारा प्रेषित कट्टर ऊँचाई बहुत विश्वसनीय नहीं होती। अतः इन स्तरों पर कट्टर रेखाएँ प्रायः वायु वेग पर आधारित रखना अधिक लाभप्रद सिद्ध हुआ है।

शीतोष्ण कटिबंधों में 300-200 मिलीबार तथा उष्ण कटिबंध में 200-100 मिलीबार तथ्यों में बीच प्रायः धारा सीमा पा जाती है। अतः 200 तथा 100 मिलीबार के दाब पृष्ठ और धीमे धीमा पृष्ठ की अनुच्छेद रेखा का निर्धारण करना भी विन्नेपस का एक उपयोगी भाग है।

कट्टर रेखाएँ समदाब रेखाओं की भाँति, चक्रवाती तथा प्रतिचक्रवाती बन्द रेखाओं या द्रोणिका तथा कटक की भाँति प्रदर्शित करती हुई स्थित होती हैं। धरातलीय चक्रवात तथा प्रतिचक्रवात, उच्चतर वायुमण्डल में प्रायः द्रोणिका तथा कटक का रूप ग्रहण करते हैं। ये द्रोणिकाएँ तथा कटक, उच्चतर सामान्य वायु प्रवाह की मुख्य विशेषताएँ हैं।

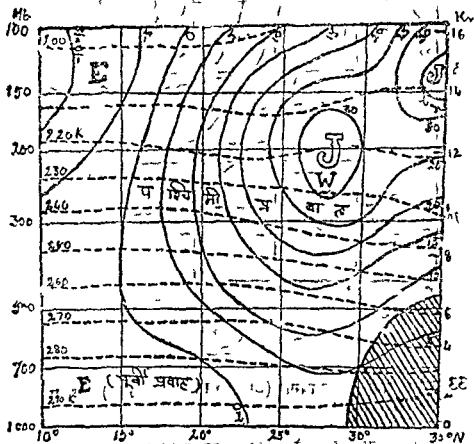
300 से 200 मिलीबार स्तरों पर, पश्चिमी जेट धाराएँ 25 से 35 तथा 50 से 60 अक्षांश अक्षांशों के बीच स्थित होती हैं। विशेषकर सन्धियों में इनकी तीव्रता बहुत अधिक पाई जाती है। इन जेट धाराओं का अक्षांश निर्धारित करना तथा 60 नाट से अधिक वायु-गति के लिए 20 नाट के अंतर पर सम वायुगति रेखाएँ (Isotach) खींचना विश्लेषण का एक महत्वपूर्ण भाग है। जेट धाराओं की स्थिति प्रायः 500 मिलीबार स्तर पर अधिकतम तापमान प्रवृत्तता क्षेत्र के ठीक ऊपर 300 या 200 मिलीबार स्तर पर पाई जाती है। जेट की अक्ष एक (Stream line) होती है जो कट्टर रेखा के समानान्तर खींची जाती है। अक्ष पर सब जगह वायुगति समान नहीं पाई जाती। प्रायः वायुगति के उत्तरोत्तर उच्चतम और निम्नतम पाए जाते हैं। दो उच्चतमों के बीच 10 से 2 मीटर की दूरी हो सकती है।

भारत में दो मुख्य जेट धाराएँ प्रभावशील जेट जिसका अन्त उत्तरी अक्षांशों की ओर से गुजरता है। यह जेट सन्धियों में अमान्यर बहने लगती है। गति में यह हिमा

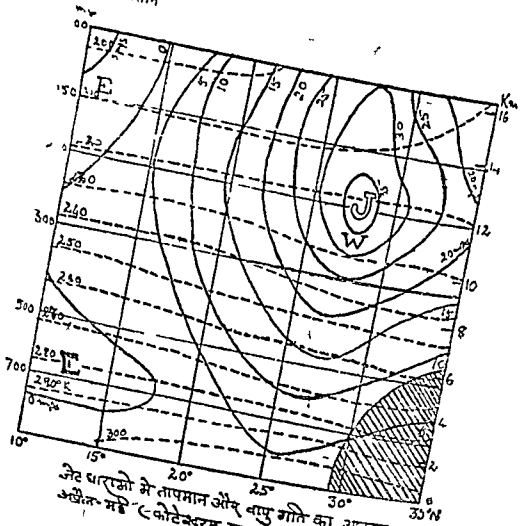
— (1) मध्य
तिब्बत,
य क
हो

(ii) पूर्वी जेट धारा, जो मानसून काल में दक्षिणी चीन, मालाया, भारतीय प्राय-द्वीप तथा अफ्रीका पर 200 से 100 मिलीबार स्तरों के मध्य बहती है।

चित्र (10 7) और (10 8) में अक्टूबर-नवम्बर तथा अप्रैल-मई में भारतीय क्षेत्रों में जेट धाराओं से सम्बन्धित वायु प्रवाह और तापमान दिए गए हैं।



जेट धाराओं में तापमान और वायु गति का आवरण
अक्टूबर-नवंबर (कोटेनवरम, स. पाण्डे, 1953)
चित्र (10 7)



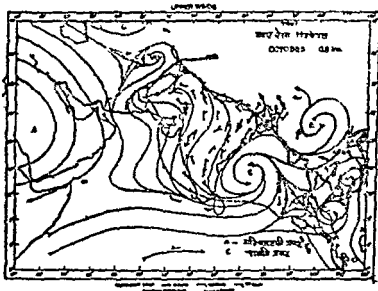
जेट धाराओं में तापमान और वायु गति का अंशक
अक्षांश-महासागर (कोटेडरम तथा वापसारी, 1953)
चित्र (10 E)

10 33 स्ट्रीम लाईन विश्लेषण (Stream Line Analysis) या प्रवाह रेखा विश्लेषण

मौसम तत्वों के अभिवहन तथा प्रवाह की वस्तुता के यथाथ ज्ञान के लिए स्ट्रीम लाईन विश्लेषण करना आवश्यक है। इसमें विभिन्न स्तरों पर वायुगति घोर दिशा भङ्कित करने (free hand) विकृती रेखाएँ प्रवाह के स्पर्शों के रूप में खींची जाती हैं। इसके मुख्य लक्षण निम्नांकित हैं —

- (i) विचित्र बिन्दु (Singularities) — ये वो बिन्दु हैं जो प्रवाह के अभ्युत्पन्न स्रोत अथवा सिंक (Sink) का कार्य करते हैं जैसे-चक्रवाती या प्रतिचक्रवाती क्षेत्र।
- (ii) अनन्त स्पर्शों (Asymptote) — ये वे रेखाएँ हैं जिन पर प्रवाह अभिसरित होता है या अपसरित होता है। स्ट्रीम रेखाओं के संगम (Confluence) तथा हटाव (Diffluence) से भी क्रमशः अभिसरण तथा अपसरण का बोध होता है।
- (iii) उदासीन बिन्दु (Neutral point) — दो एसिम्प्लोट रेखाओं का बँटाव बिन्दु उदासीन बिन्दु कहलाता है। यह प्रायः शांत वायु के क्षेत्र (जैसे-काल) में सम्बन्धित पाया जाता है।

स्ट्रीम लाईन विश्लेषण का एक उदाहरण चित्र (109) में प्रदर्शित किया गया है।



चित्र (109)

10.34 थिकनेस चार्ट (Thickness Chart)

दो मानक दाय स्तरों, जैसे 1000 और 500 मिलीबार के बीच ऊँचाई का अंतर (थिकनेस) अंकित करके एक नया चार्ट तैयार किया जा सकता है, जिस पर थिकनेस की सम रेखाएँ खींची जा सकती हैं। ऊँचाई का अंतर केवल-दोनों तहों के बीच मौसम तापमान पर निर्भर करता है। अतः ये सम रेखाएँ तहों के मौसम तापमान की रेखाएँ प्रदर्शित करेंगी, जो ताप हवाओं के बटन का चित्र प्रस्तुत करती हैं। इस चार्ट को थिकनेस चार्ट कहा जाता है।

प्रायोगिक रूप में थिकनेस चार्ट, घालेखीय विधि से ग्रिड तैयार करके बनाया जाता है।

10.40 मौसम पूर्वानुमान

वायुमण्डल की वर्तमान अवस्था के ज्ञान से, जो हमें धरातलीय तथा उच्चतर वायु-प्रेक्षणों द्वारा प्राप्त होता है, उसके भविष्य की अवस्था की 'प्रागुक्ति (Prediction)' ही मौसम पूर्वानुमान का तात्पर्य है। जिस क्षेत्र के लिए पूर्वानुमान तैयार करना हो, उसके चारों ओर बहुत बड़े क्षेत्र के मानचित्र पर समकालीन प्रेक्षण (वायुदाब, तापमान, हवा, आद्रता, मेघाच्छन्नता, दृश्यता, वर्तमान और पिछला मौसम आदि) अंकित और विश्लेषित होने के बाद वायुमण्डल की वर्तमान अवस्था का सारांश प्रस्तुत करते हैं जिनसे उच्च और निम्नदाब क्षेत्र, बटन और ट्रोंगिका अभिसरण और अपसरण के क्षेत्र, वायुमण्डलीय आद्रता तथा जेट धाराओं आदि की वर्तमान स्थिति स्पष्ट हो जाती है। ये प्रणालियाँ प्रायः गतिशील होती हैं और समय तथा स्थान के प्रति परिवर्तित होती रहती हैं।

उत्तरोत्तर गमनातीन घाटों को शृंगमायद रूप से अध्ययन करने से पता चलता है कि प्रणालियों के परिवर्तन में कुछ सीमा तक नियमितता है, यद्यपि दो घाट कभी भी सन्न सम नहीं होते। किन्हीं क्षेत्रों के लिए पूर्वानुमान तैयार करने की साधारण विधि यह है कि उस क्षेत्र के लिए महत्त्वपूर्ण दाब प्रणालियों की पिछली और वर्तमान स्थिति, तीव्रता तथा पिछले घाटों के आधार पर स्थान व तीव्रता में परिवर्तन की दर निर्दिष्ट कर लेते हैं। इसी परिवर्तन दर से भविष्य में किसी निर्दिष्ट अवधि के बाद एक दाब प्रणाली की स्थिति और तीव्रता का आकलन कर लेना एक सरल काम है।

इस विधि में त्रुटि यही है कि दाब प्रणालियों में परिवर्तन की प्रवृत्ति अनिश्चित होती है, विशेषकर उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में। अतः मौसम विश्लेषण को अपने अनुभव, स्थान विशेष व जलवायु का ज्ञान, सामान्य प्रेक्षण तथा अन्य सहायक साधनों पर भी निर्भर करना पड़ता है। मेघ और वर्षा साधारणतः नम वायु की भारोही गति से उत्पन्न होती हैं। भारोही गति के लिए उपयुक्त परिस्थिति यह है कि निम्न वायु तहों में अभिसरण तथा उच्चतर तहों में अपसरण प्रवाह प्रमुख है। घाटों के विश्लेषण में वायुमण्डल की वास्तविक वायु प्रवाह की प्रवृत्ति स्पष्ट हो जानी चाहिए, क्योंकि इसी के प्रति रूपों का आधार पर अभिसरण या अपसरण की मात्रा और क्षेत्र-ज्ञात होते हैं। सामान्यतः इन्हीं विधियों से ही प्रणालियों का मूल्यांकन तथा मौसम उत्पन्न होने के सम्भावित क्षेत्रों को प्रागुक्त किया जाता है।

10 41 मौसम पूर्वानुमान की समस्या मुख्यतः तीन अवस्थाओं में रखी जा सकती है —

- (1) समकालीन घाटों का विश्लेषण।
- (2) दाब प्रणालियों का पूर्वानुमान (Prognostication)।
- (3) मौसम पूर्वानुमान तैयार करना।

विश्लेषण में दाब प्रणालियों वातावरणों तथा वायु राशियों की संरचना, स्थिति, भौतिक गुण तथा गति की दिशा और दर का स्पष्ट चित्रण हो जाना चाहिए। इसके लिए उपलब्ध धरातलीय तथा उच्चतर वायुमण्डलीय प्रेक्षणों को प्रकृत करके निर्माकित मौसम मानचित्र प्रायः अधिकांश मौसम के द्रो में तैयार किए जाते हैं।

(अ) धरातलीय दाब मानचित्र

प्रत्येक समकालीन षड्डी पर यह घाट तैयार किया जाता है, जिसमें धरातलीय प्रेक्षण मानक माडल के रूप में प्रकृत किए जाते हैं। समदाब रेखाओं तथा 24 घण्टे की दाब प्रवृत्ति की समरक्षाओं (भाइसोनोबार) द्वारा यह मानचित्र विश्लेषित किया जाता है। धरातलीय वातावरण की स्थिति निर्धारण भी विश्लेषण का एक महत्त्वपूर्ण अंग है।

(ब) सहायक धरातलीय मानचित्र

इस पर पिछले 24 घण्टों का मौसम तथा भेषाच्छसता, तापमान और उसका विचलन तथा भ्रोशाक आदि अलग अलग मानचित्रों पर प्रकृत किए जाते हैं।

(स) टीफाई ग्राम

स्थानीय तथा निकटवर्ती रेडियो सो-दे प्रेक्षणों को टीफाईग्राम पर अंकित करने, वायुमण्डल की तह-दर-तह भौतिक अवस्था के बारे में अनेक महत्त्वपूर्ण निष्कप प्राप्त किए जाते हैं।

171

(ब) स्थिर दाब मानचित्र

मानक दाब स्तरों (850, 700, 500, 300, 200 और 100 मिलीबार) के रेडियो सो-दे प्रेक्षणों को अंकित कर, उनको कट्टर तथा समताप रेखाओं द्वारा विभेदित किया जाता है। विभिन्न तहों में दाब प्रणालियों की स्थिति के अतिरिक्त मौसम विकास (Baroclinicity) का अध्ययन भी इस मानचित्र से किया जा सकता है। उच्चतर तहों में जेट धाराओं की स्थिति तथा तीव्रता का ज्ञान यही मानचित्र प्रस्तुत करता है।

(क) पायलट मानचित्र

रेडियो सोन्डे प्रेक्षणों के अभाव के कारण, उच्चतर वायुमण्डल की अनेक स्तरों के लिए, मानचित्र पर केवल वायुवेग के पायलट बेलून प्रेक्षण अंकित करके उन्हें प्रवाह रेखाओं द्वारा विभेदित किया जाता है। द्रोणिकाएँ, चक्रवाती या प्रति-चक्रवाती प्रवाह, कॉल, अभिसरण तथा अपसरण क्षेत्रों की गुणात्मक (qualitative) धारणा, इस मानचित्र से बहुत स्पष्ट हो जाती है।

(क) इसके अलावा उपग्रहों द्वारा मेघाच्छन्नता के आँकड़े तथा राडार के प्रेक्षण भी उपलब्ध हैं, जो आजकल मौसम पूर्वानुमान तथा विशिष्ट प्रणालियों के यथार्थ आकलन के लिए सर्वाधिक उपयोगी सिद्ध होते जा रहे हैं।

10 50 दाब प्रणालियों का वेग निर्धारण

समकालीन चाटों के विश्लेषण से वायुमण्डल की भौतिक अवस्था का लगभग पूरा चित्र उपलब्ध हो जाता है, जो हमारी रूढ (conventional) पूर्वानुमान विधि का आधार बनता है। इस विधि का दूसरा महत्त्वपूर्ण पहलू उच्च दाब, निम्नदाब, द्रोणिका, काल वाताग्र तथा वायु राशिया की गति की गणना या आकलन करना है। गणना के लिए त्रिविम नियामक (Three dimensional) प्रणाली में अनेक सूत्र व्युत्पन्न (derived) किए गए हैं। यदि X-प्रक्ष गति की दिशा में मान लिया जाए, तो एक सामान्य समदाब रेखा (p) की गति (C) निम्न सूत्र द्वारा प्राप्त की जा सकती है —

$$C = -\frac{\partial p}{\partial t} \left| \frac{\partial p}{\partial x} \right.$$

यदि 2 मिलीबार के अंतर पर खींचे गए, दो समदाब रेखाओं के बीच की लम्बाई d हो तो,

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{2}{d}$$

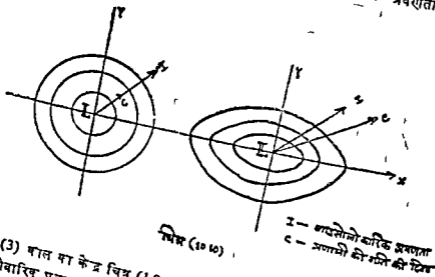
$$C = -\frac{bd}{2}$$

जहाँ $b = \frac{\partial p}{\partial r} =$ दाब प्रवृत्ति ।

भय प्रणालियों की गति के लिए सूत्र सरलता से प्राप्त किए जा सकते हैं, किन्तु उन्हें प्रस्तुत पुस्तक में स्थान नहीं दिया जा सका है। प्रायोगिक उपयोगिता के लिए ज्ञ सूत्रों के आधार पर कुछ निष्कर्ष निम्नांकित हैं —

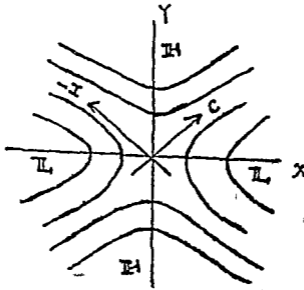
(1) द्रोणिकाएँ भाइसोलोबारिक प्रवणता की दिशा में, अर्थात् बढ़ते दाब से घटते दाब की ओर गति करती हैं। कटक इसके विपरीत दिशा में बढ़ते हैं। द्रोणिका (या कटक) की गति अपने आगे और पीछे की दाब प्रवृत्ति के अन्तर के समानुपाती तथा तथा भाङ्कति की वक्रता के व्युत्क्रमानुपाती होती है अर्थात् यदि दाब प्रोफाइल की वक्रता अधिक हो, तो द्रोणिका या कटक की गति धीमी होगी।

(2) वृत्ताकार निम्नदाब केन्द्र भी भाइसोलोबारिक प्रवणता की दिशा में गति करते हैं। उच्चदाब केन्द्र इसके विपरीत दिशा में चलते हैं। इनकी गति प्रवणता के समानुपाती तथा दाब प्रोफाइल की वक्रता के व्युत्क्रमानुपाती होती है। यदि निम्नदाब दीर्घायत (oblong) है, तो इसकी गति की दिशा भाइसोलोबारिक प्रवणता से दीर्घ अक्ष की ओर झुक जाएगी।



चित्र (10 10) ।

(3) बाल या केन्द्र बिन्दु (10 11) में प्रदर्शित दिशा में बढ़ता है। यह दिशा भाइसोलोबारिक प्रवणता से परे X-अक्ष की ओर झुकी होती है।



चित्र (10.11)

(4) गणितीय सूत्रा के अनुसार उष्ण वातावरण भू-व्यावर्ती वायु गति के 60 से 90 प्रतिशत की गति से चलते हैं, जबकि शीत वातावरण इसके 70% से 100% तक की गति रखते हैं। किन्तु बहुत से अवसरों पर वातावरण भू-व्यावर्ती हवाओं से तीव्र भी चलते हैं। विकसित वातावरण विशेषों का चक्रवाती केन्द्र लगभग उष्ण वातावरण की गति से ही बढ़ता है। यह गति प्रायः शीत वातावरणों की गति से थोड़ी कम होती है।

10.51 बहिर्वेशन विधि (Extrapolation Method)

यह विधि, दाब प्रवृत्ति तथा भू-व्यावर्ती वायु की उपयुक्त विधियों के सम्पूर्णक के रूप में प्रयुक्त की जा सकती है, जिसमें दाब प्रणाली के पिछले माप तथा स्थितियों के माध्यम पर, उसके वेग तथा त्वरण की गणना कर ली जाती है। इसी वेग और त्वरण द्वारा एक निश्चित समय बाद दाब प्रणाली की स्थिति का बहिर्वेशन किया जाता है।

मान लीजिए बिन्दु A, B, C और D किसी दाब केन्द्र की चार स्थितियाँ समान समयांतर t पर हैं। चित्र (10.12) स्थिति (i), जिसमें जिसमें बिन्दु A, B, C, D एक-दूसरे से बराबर दूरी पर स्थित हैं, से स्पष्ट है कि केन्द्र स्थिर गति और दिशा में चल रहा है। अतः वर्तमान स्थिति D से t समय बाद, उसकी स्थिति उसी दिशा में D' तथा $2t$ समय बाद D'' होगी, जहाँ

$$DD' = CD \text{ और } DD'' = 2CD$$

स्थिति (ii) में केन्द्र की दिशा स्थिर है किन्तु गति घटती जा रही है। स्पष्टत

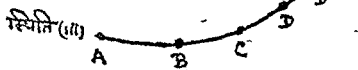
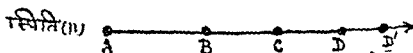
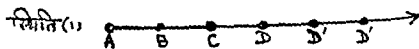
$$\text{मन्दन (या त्वरण) गुणक} = \frac{CD}{BC}$$

यदि t समय बाद केन्द्र की स्थिति DD' है, तो

$$DD' = CD \frac{CD_1}{BC_1}$$

$$= \frac{(CD)^2}{BC}$$

स्थिति (iii) में केन्द्र एक वक्र भाग पर घटती गति के साथ चलती है। यहाँ त्वरण का सूत्र, स्थिति (ii) की तरह नहीं प्रयुक्त किया जा सकता है। यदि स्थिति C की अपेक्षा D में आइसोलोबारिक प्रवणता अधिक है, तो मोड़ के बाद गति और बढ़ेगी। प्रवणता की मात्रा के अनुसार केन्द्र की गति में उपयुक्त त्वरण निर्धारण करके D' की स्थिति बहिर्विहित की जा सकती है।



(चित्र 10 12)

A—1004

B—1000

C—997

D—995

इस विधि से केन्द्र की तीव्रता का बहिर्वेशन भी सम्भव है। स्थिति (iv) में विभिन्न स्थितियों के साथ केन्द्र पर दाब का मात भी मिलीबार में अंकित है। इन मानों से स्पष्ट है कि केन्द्र निरंतर गम्भीर (deep) होता जा रहा है, किंतु गम्भीर होने की दर घटती जा रही है। दाब के पिछले मानों से t समय बाद स्थिति D' पर केन्द्र का दाब सामान्य विधि से बहिर्विहित किया जा सकता है।

यह विधि उम अवस्था में प्रायः अमफन रहती है, जब दाब प्रणाली स्थायित्व प्रति-चक्रवाती क्षेत्रों के भाग में गति करती है। ये प्रतिचक्रवात एक रुकावट उत्पन्न करते हैं, जो या तो दाब प्रणाली की गति कम कर देते हैं या दिशा परिवर्तित करने को बाध्य कर देते हैं। यह विधि उच्च और निम्नदाब क्षेत्रों के अतिरिक्त कटक, ट्रोणिका तथा वाताघों पर भी प्रयुक्त की जा सकती है।

10 52 विश्लेषण के पश्चात् पूर्वानुमान तैयार करने के लिए, मागदशन के रूप में निम्नांकित बातें क्रमवार ढंग से दी जा रही हैं, जिसकी रूपरेखा मुख्यतः पैटरसन ने बनाई है —

(1) पिछले चारों का निरीक्षण—मुख्यतः 850, 700 और 500 मिलीबार स्तरों पर, नमी तथा दाब प्रणालियाँ की स्थिति का अध्ययन। टीफाई ग्राम का विश्लेषण तथा ताजे पूर्वानुमान की जानकारी प्राप्त करना।

(2) चालू (current) मानचित्रों का स्वयं विश्लेषण करना। दाब परिवर्तन (Pressure change) मानचित्रों में आइसोलोबारिक केन्द्रों का बहिर्वेशन।

(3) मौसम प्रणालियों की सगति (Consistency) का अध्ययन। उपग्रह तथा राडार प्रेक्षकों की सहायता से निम्नदाब केन्द्रों का यथायथ निर्धारण।

(4) दाब प्रणालियों तथा वातावरणों का पूर्वानुमान की भ्रवधि के लिए विस्थापन (displacement) करना।

(5) प्रणालियों की सभावित तीव्रता का अनुमान करना।

(6) नई प्रणालियों के अभ्युदय के सम्बन्ध में धारणा निर्धारित करना।

(7) मेघाच्छन्नता, आद्रता तथा वायु राशियों के भौतिक गुण निश्चित करना तथा पूर्वानुमान भ्रवधि में उनकी सभावित गति तथा परिवर्तन का अनुमान निश्चित करना।

(8) स्थानीय प्रभावों, जैसे—पहाड़ियों, जलाशयों, जल थल, समीर आदि का विचार करना।

(9) स्पष्ट शब्दों में पूर्वानुमान तैयार करना तथा उसकी यथायथा की सभावना निश्चित करना।

10 60 पूर्वानुमानों के प्रकार

मौसम पूर्वानुमान के लिए सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्त्व समय है। विभिन्न उपयोगों के लिये अलग अलग भ्रवधि के पूर्वानुमान तैयार किए जाते हैं। मौसम प्रणालियाँ की अनियमितताओं के कारण यह स्वाभाविक है कि पूर्वानुमानों की यथायथा, भ्रवधि बढ़ने के साथ-साथ तेजी से घटती जाती है। भ्रवधि के दृष्टिकोण से पूर्वानुमान निम्नांकित प्रकार के होते हैं—

(1) अल्पावधि (Short Range) पूर्वानुमान—यह तीन से अठारह घण्टा की भ्रवधि के लिए तैयार किया जाता है, जो प्रायः वैमानिक सेवाओं के लिये उपयुक्त होता है। इसमें उड़ानों के लिये घातक मौसम घटनाओं, जैसे—तड़ित भूम्स, भोलें, पवत-तरंगें, आघी, चक्रवात स्कवाल, बिक्षोभ आदि के अलावा दृश्यता, उच्चतर वायुगति तथा तापमान और मेघाच्छन्नता का पूर्वानुमान दिया जाता है। अल्पावधि के कारण इनके यथायथ होने की सम्भावना अधिक होती है।

(2) दैनिक भ्रवधि पूर्वानुमान—12 से 48 घण्टे की भ्रवधि के लिए पूर्वानुमान प्रायः स्थानीय क्षेत्रों के लिये दिया जाता है। इनका उपयोग सर्वसाधारण द्वारा नित्य प्रति

के कार्यों में किया जाता है। इसमें मौसम घटनाओं, मेघाच्छन्नता तथा तापमान को विशेष महत्त्व दिया जाता है।

यह आवश्यक है कि इन अल्पावधि पूर्वानुमानों के लिये विरलपित मौसम चार्ट, समकालीन प्रेक्षण के बाद कम से कम समय में उपलब्ध हो जाए। यद्यपि पूर्वानुमान तयार करने में लाभकारी, कुछ नियमावलियाँ नीचे उद्धृत की गई हैं तथापि प्रणालियों की स्थिति, तीव्रता, गति और सम्भावित परिवर्तन के बारे में शीघ्र निरूपण नेत्र के लिये मौसम विशेषण का अनुभव और पूर्वानुमास अत्यावश्यक तत्त्व हैं।

(म) उच्चदाब, निम्नदाब कटक और द्राणिका की स्थिति और तीव्रता समकालीन चार्ट पर निश्चित करना। उच्च अक्षांश में वातावरण की स्थिति निर्धारण करना भी बहुत महत्त्वपूर्ण है।

(न) वायु राशियाँ निर्धारित करना। उष्ण कटिबंधों में सुस्पष्ट वायु राशियाँ बहुत कम मिलती हैं फिर भी स्थानीय टोफाईग्राम द्वारा वायुमण्डलीय स्थिरता, नमी की अवस्था, आरोही तथा अवरोही गति शीतलन तथा ऊष्मन का अध्ययन किया जा सकता है।

(स) वर्षा आदि मौसम-घटनाओं का उत्तरोत्तर चार्टों से श्रमबद्ध अध्ययन।

(द) त्वरण की विधि से निश्चित अवधि के बाद दाब प्रणालियों की स्थिति आकलित करना। प्रणालियों की संरचना और पिछली प्रवृत्ति के आधार पर उनकी तीव्रता का अनुमान लगा लेना भी सरल कार्य है। किन्तु उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में दाब प्रणालियों की गति बहुत अनियत पाई जाती है, जिससे वहिर्वेशन विधि प्रायः असफल हो जाती है। इन क्षेत्रों की सम्भावित गति साधारणतः उस दिशा में होती है, जहाँ दाब का घटाव अधिक होता है, अर्थात् जिधर अधिकतम आइसोलेथारिक प्रवणता होती है। इसके अलावा प्रणालियों का जलवायु विज्ञान भी, उनका विस्थापन आकलित करने में सहायक हो सकता है। कुछ प्रणालियाँ, जैसे—पश्चिमी विद्योभो या चक्रवाती के आगमन में पूर्व मेघ या तापमान के निश्चित संकेत मिलने लगते हैं। चक्रवाती तूफानों का मास निर्धारण प्रायः उनके ऐतिहासिक ज्ञान के आधार पर किया जाता है।

(इ) स्थानीय प्रभावों, जैसे—पवन, जलाशय, जल और थल समीर पर अलग से विचार करना आवश्यक है। मौसमविज्ञ को इस सम्बन्ध में पर्याप्त जानकारी होनी चाहिए।

10 70 मध्यम अवधि पूर्वानुमान (Medium Range Forecast)

इस पूर्वानुमान की मध्य अवधि 3 से 7 दिन की होती है। दाब प्रणालियों का पूरा जीवन चक्र प्रायः 3-4 दिन का पाया जाता है। स्पष्ट है कि इससे लम्बी अवधि के पूर्वानुमान के लिए उपयुक्त रूढ़ विधियाँ प्रयोग में नहीं लाई जा सकतीं, क्योंकि वर्तमान दाब प्रणालियाँ इतनी लम्बी अवधि तक प्रभावकारी नहीं रहती हैं और वितने दिन बाद तथा किस स्थान पर नवीन प्रणालियाँ उदय होंगी, इसका अनुमान करना, मौसम विज्ञान की शय तक की प्रगति के आधार पर प्रायः असम्भव ही है। पिछले कुछ वर्षों में, मध्यम

अवधि पूर्वानुमान की आवश्यकता कृषि कार्यों, सैनिक एवं आर्थिक योजनाओं तथा हाइड्रोलोजिकल चेतावनियों आदि के लिए निरन्तर बढ़ती गई है, विशेषकर भारत जैसे देश में, जहाँ की अर्थ-व्यवस्था मौसम की अनुकूलता पर अत्यधिक निर्भर है।

इसके लिए मुख्य रूप से सांख्यिकीय विधियाँ ही प्रयोग में लाई जाती हैं। कुछ विधियाँ शुद्ध सांख्यिकी हैं जिनमें प्रेडिक्टेंट (Predictant) को कुछ उपयुक्त मौसम तत्त्वों के फलन (function) के रूप में व्यक्त किया जाता है, ये तत्त्व प्रेडिक्टर या प्रागुक्त कहलाते हैं। भूतकाल के मौसम आँकड़ों की सहायता से, इस समाश्रयण (Regression) समीकरण तथा उसके गुणांकों का मान आकलित कर लिया जाता है।

दूसरी विधि में मौसम प्रणालियों की भौतिक विशेषताओं तथा उनके प्राकृतिक विकास पर विचार करते हैं। इसके लिये प्रायः तीन या पाँच दिन के औसत मौसम घाट बनाए जाते हैं। इन औसत मानचित्रों की प्रवृत्ति के बहिर्वेशन से लम्बी अवधि के लिये मौसम परिस्थितियों का आकलन किया जा सकता है।

भारत में इस समस्या पर उष्ण कटिबंधी मौसम विज्ञान शोध संस्थान पूना में कार्य हो रहा है। वहाँ अभी तक जो विधि विकसित की गई है, उसमें समकालीन तथा सांख्यिकीय सिद्धान्त प्रयुक्त किए गए हैं, जिनकी रूपरेखा इस प्रकार है —

(1) 5 दिवसीय औसत 700 मिलीबार का कट्टर मानचित्र तैयार करना। राय सरकार एवं लाल (1960) के अनुसार, उत्तरी भारत में वर्षा उत्पन्न करने वाले विक्षोभा की स्थिति निर्धारण के लिये, 700 मिलीबार स्तर का कट्टर चार्ट सर्वाधिक उपयोगी है।

(2) मुख्य मौसम तत्त्वों का 5 दिवसीय सामान्य से विचलन का मानचित्र तैयार करना। ये दोनों मानचित्र लगभग 10 वर्ष की अवधि में प्रत्येक 5 दिन के लिए तैयार कर लिए गए हैं।

(3) औसत वायु प्रवाह और औसत विचलन में सम्बन्ध स्थापित करना। पंत (1964) के अनुसार, उत्तरी भारत पर 5 दिवसीय वर्षा का सामान्य से अधिक होना, पाकिस्तान तथा उत्तरी-पश्चिमी भारत पर 700 मिलीबार की 5 दिवसीय माध्य स्थिति से प्रायः सम्बंधित रहती है। सामान्य से अधिक वर्षा इन क्षेत्रों पर तब विस्तृत होती है, जब दक्षिणी प्रायद्वीप पर स्थित, उच्चदाब क्षेत्र कमजोर हो।

(4) माध्य सामान्य प्रवाह के बहिर्वेशन के लिए उपयुक्त विधि तैयार करना। तथा (3) के सम्बन्ध द्वारा माध्य सामान्य प्रवाह के आधार पर, वर्षा के सामान्य से विचलन का सही आकलन करना। पिछले दशक से कम्प्यूटर तकनीक के विकास के साथ, मध्यम और दीर्घ अवधि के पूर्वानुमानों के लिए सख्यात्मक (Numerical) विधियों पर भी अब पर्याप्त ध्यान दिया जाता रहा है। इन विधियों की संक्षिप्त रूपरेखा अनुच्छेद (10-80) में दी गई है।

10 72 पूर्वानुमान में जलवायु विज्ञान का महत्त्व

दिन-प्रतिदिन के समकालीन घाटों के निरीक्षण से यह स्पष्ट हो जाता है कि दाब-प्रणालियों की स्थिति और प्रारूप में, मौसमी परिवर्तन सबसे महत्त्वपूर्ण विशेषता है, जो जल-यन की गुण विभिन्नता तथा सूर्य के स्थानांतरण के कारण उत्पन्न होती है। किसी स्थान विशेष की भौगोलिक परिस्थितियाँ प्रायः अपरिवर्तित रहती हैं। अतः वहाँ के जल-वायु का प्रमुख चर नियंत्रक सूर्य है, जो वष भर एक निश्चित भाग पर स्थानान्तरित होता रहता है। इसकी स्थिति के अनुसार, हर ऋतु में स्थान विशेष की मौसमी विशेषताएँ बदलती रहती हैं, जो हर साल उसी क्रम में बार-बार दुहरायी जाती हैं। अतः एक ऋतु से दूसरे ऋतु में परिवर्तित होने वाली सामान्य दाब प्रणालियों तथा वायु प्रवाह का ज्ञान, मौसम पूर्वानुमान के लिये बहुत ही उपयोगी सिद्ध होता है।

इसके लिए मुख्य मौसम तत्वों, जैसे—दाब, तापमान तथा वायु-प्रवाह आदि के मौसम मासिक मानों की गणना लगभग तीस या पचास वर्ष के औसतों के आधार पर कर ली जाती है। ये मान जलवायुविक सामान्य (Climatological Norms) कहलाते हैं। विभिन्न देशों के जलवायुविक सामान्यों के आधार पर जलवायुविक मानचित्र तैयार किए जाते हैं। भारतीय क्षेत्रों के लिए कुछ जलवायुविक मानचित्र अध्याय 1-3 में दिए गए हैं।

नित्य प्रति के समकालीन घाटों की मासिक जलवायुविक घाटों से तुलना करने पर, मौसम परिस्थितियों का सामान्य से विचलन ज्ञात हो जाता है। विशेष असमानता की स्थितियाँ मौसम विशेषज्ञ के लिए महत्त्वपूर्ण हैं क्योंकि इनसे मौसम प्रणालियों की समन्वित गति और तीव्रता के बारे में स्पष्ट संकेत मिलता है।

10 80 सख्यात्मक मौसम प्रागुक्ति (Numerical Weather Prediction)

जैसा कि नाम से ही स्पष्ट है, इसका तात्पर्य सख्यात्मक विधियों से मौसम की प्रागुक्ति करना है। इसमें वायुमण्डल की भौतिक प्रवृत्ति को नियंत्रित करने वाले समीकरणों को, वास्तविक रूप से हल किया जाता है। दो प्रकार के हल सम्भव हैं—

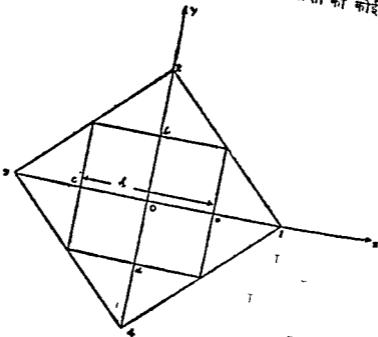
(1) वे हल जो विश्लेषणात्मक (analytic) रूप में प्राप्त होते हैं जैसे—एक घातीय, बहु-घातीय चरघाताकीय फलन (exponential function) या अन्य रूप में।

(2) किसी समीकरण का, अत्यावधि (Δt) के लिए सख्यात्मक विधि से सन्निकट (approximate) हल कर लिया जाय और फिर उस हल को लम्बी अवधि के लिए श्रृंखलाबद्ध रूप से उत्तरोत्तर विस्तारित कराया जाए, जैसे—श्रान्ति (relaxation) की विधि। इन विधियों के लिए प्रायः कम्प्यूटर तकनीक का प्रयोग किया जाता है।

10 81 वायुमण्डलीय अवस्था को व्यक्त करने वाले मौलिक तत्व, जिन्हें हमारे वायुमण्डलीय चर (variable) कहा जाएगा, ये हैं —

(1) α X—दिशा में वायु गति। X—अक्ष प्रायः अक्षांश को लिया जाता है।

- (2) v Y-दिशा (दिशांतर) में वायु गति ।
- (3) w Z-दिशा (स्थानीय ऊर्ध्वाधर) में वायु गति ।
- (4) p वायुमण्डलीय दाब ।
- (5) T या ρ तापमान या वायु घनत्व । गैस नियम, $p = \rho RT$, से सम्बन्ध होने के कारण p , ρ और T में दो चर ही स्वतंत्र रूप से लिये जा सकते हैं ।
- (6) q विविष्ट भाद्र ता या वायुमण्डलीय भाद्र ता का कोई भ्रय माप ।



चित्र (10 13)

इन चरों के निर्धारण के लिए 6 समीकरण आवश्यक हैं । प्रारम्भिक अवस्था में q को भ्रय मान लिया जाता है । इसका तात्पर्य है कि वायुमण्डलीय प्रक्रम, जो मौसम (वर्षा, कुहरा, सञ्चपात आदि) उत्पन्न करते हैं के इष्टिकोण से यह प्रस्ताव बिल्कुल अनुपयुक्त है, किन्तु बड़े पैमाने पर वायुमण्डलीय प्रवाह को प्रायुक्त करने से यह प्रस्ताव बिल्कुल अनुपयुक्त है, प्रायुक्ति का प्रारम्भिक काय है, भाद्र ता को नगण्य कर देना तकसगत है । अब शेष पाँच चरों u , v , w , p , T (या ρ) की व्याख्या करने के लिए, पाँच समीकरणों की आवश्यकता होगी । त्रिविम नियामक प्रणाली में गति के तीन समीकरण, सातत्य का समीकरण (equation of Continuity) तथा उष्मागतिकी का पहला नियम, हमें पाँच समीकरण प्रदान करते हैं । इन समीकरणों को इस प्रकार लिखा जा सकता है —

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y \quad (ii)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z \quad (iii)$$

ये तीन गति के समीकरण हैं, जहाँ f कोरियालिस प्राचल, F_x , F_y तथा F_z घपण बल तथा g , ऊप्व दिशा मे प्रयुक्त होने वाला गुरुत्वाकर्षण बल है। ये समीकरण अरेखिक (non linear) हैं। चौथा निम्नांकित समीकरण है, जो सहति के संरक्षण के नियम पर आधारित है।

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (iv)$$

ऊष्मा गतिको का पहला नियम यह है,

$$\frac{dQ}{dt} = c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{da}{dt}$$

जहाँ, α (विशिष्ट आयतन) = $\frac{1}{\rho}$

इस समीकरण मे 'Q' (वायुमण्डल मे आगत ऊष्मा की मात्रा) एक अज्ञात राशि है, जिसके मान निर्धारण के लिए एक और समीकरण की आवश्यकता पड़ेगी। किन्तु इस कठिनाई को प्रारम्भ में यह मानकर समाप्त कर दिया जाता है कि पूर्वानुमान की अवधि मे वायुमण्डलीय प्रक्रमों की प्रवृत्ति रुद्धोष्म है। अतः $\frac{dQ}{dt} = 0$

$$\text{इस प्रकार, } c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{da}{dt} = 0$$

रुद्धोष्म दशाओ में, $p\rho^{-\gamma} = \text{स्विरांक}$ ।

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} - \frac{\gamma}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = 0$$

अतः सातत्य समीकरण की सहायता से,

$$\frac{dp}{dt} = -\gamma p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (v)$$

यह पाँचवा अमीकृत समीकरण है।

10 82 इन समीकरणों को वास्तविक रूप से हल करने में निम्नांकित कठिनाइयाँ हैं—

(1) ये समीकरण रेखिक नहीं हैं। $u \frac{\partial u}{\partial x}$, $v \frac{\partial v}{\partial y}$ आदि पद द्वि घातीय प्रकृति रखते हैं। अरेखिक आंशिक डिफरेंशियल समीकरणों का हल प्रायः-किलष्ट होता है।

(2) जिन राशियों का मान इन समीकरणों से ज्ञात करना है, उनके परिमाण प्राय बहुत छोटे हैं, जिन्हें दो बड़ी राशियों के अंतर से प्राप्त किया जाना है। उदाहरण के लिए, समीकरण

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

में $\frac{dv}{dt}$ का मान (छोटा) $\left| -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right|$ से $\left| fu \right|$ को घटाने से प्राप्त होगा। ये दोनों राशियाँ अपेक्षाकृत बड़े परिमाणों की ओर एक-दूसरे से लगभग बराबर हैं। इनका अंतर स्पष्ट रूप से एक क्रम (order) छोटा होगा। अतः इन बड़ी राशियों के माप, या आकलन

में कोई त्रुटि होती है, तो $\frac{dv}{dt}$ के मान में वह त्रुटि कम से कम 10 गुना होकर-सम्मिलित होगी। अतः बड़ी राशियों का परिमाण निर्धारित करने में, अत्यधिक सावधानी की आवश्यकता है, जो अगणित वायुमण्डलीय उच्चावचों तथा यांत्रिक त्रुटियों के होत हुए प्राय सम्भव नहीं।

(3) उपयुक्त समीकरणों की प्रकृति अत्यंत व्यापक है। अतः प्राय बहुत से विश्लेषण, जैसे ध्वनि तरंगों आदि भी, जो मौसम प्रणालियाँ पर कोई सापेक्ष प्रभाव उत्पन्न नहीं करते, इन समीकरणों के अंतर्गत कम्प्यूटर द्वारा समकालित हो जाते हैं। फलस्वरूप गणना के परिणाम वास्तविकता से बहुत अधिक विचलित हो जाते हैं। यह स्थिति परिकलनी (Computational) अस्थिरता कहलाती है। इस प्रभाव को दूर करने के लिए समीकरणों को इस प्रकार सशोधित करते हैं कि तीव्रगामी तरंगें छन (filter-out) जाएँ। यह विधि फिल्टर प्रक्रम कहलाती है।

10 84 सत्यात्मक मौसम प्रागुक्ति का सरलतम उदाहरण यह वह स्थिति है, जिसमें चरों की सत्या घटा कर न्यूनतम एक या दो कर दी जाएँ। इस स्थिति में भी त्रुटि समीकरण की अरेखिकता विद्यमान रहती है, अतः कम्प्यूटर

प्रक्रम का उपयोग आवश्यक है।

इसके लिए भ्रमिलता समीकरण (vorticity equation) के सरलतम रूप पर विचार करते हैं, जो निम्नांकित है -

$$\frac{dZ_A}{dt} = 0,$$

अर्थात्, निरपेक्ष भ्रमिलता (Z_A) = स्थिरांक।

$$\text{या } \frac{\partial Z_A}{\partial t} + u \frac{\partial Z_A}{\partial x} + v \frac{\partial Z_A}{\partial y} = 0, \quad (i)$$

जिसमें भ्रमिलता का ऊर्वाधर पद छोड़ दिया गया है।

स्वाभाविकतः वायु वेग के अवयव भू-व्यावर्ती अक्षयवो के समान लिए जा सकते हैं—

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \quad \text{तथा} \quad v = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x}, \quad (ii)$$

अब $Z_A = Z + f$, जहाँ Z सापेक्षिक भ्रमिलता तथा f कोरियालिस प्राचल है।

$$Z_A = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f = \frac{g}{f} \nabla^2 z + f$$

$$\text{जहाँ, } \Delta^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$$

$$\frac{\partial Z_A}{\partial t} = \frac{g}{f} \nabla^2 \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right) \quad (iii)$$

अतः समीकरण (i) को निम्नांकित रूप में लिखा जा सकता है—

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = -J(z, g f^{-1} \nabla^2 z + f) \quad (iv)$$

$$\text{जहाँ, } J(F_1, F_2) = \frac{\partial F_1}{\partial x} \frac{\partial F_2}{\partial y} - \frac{\partial F_1}{\partial y} \frac{\partial F_2}{\partial x}$$

समीकरण (iv) में केवल एक अक्षर z (कट्टर-तुंगता) है। यदि तुंगता प्रवृत्ति

$\frac{\partial z}{\partial t}$ को I तथा समीकरण के दाएँ पक्ष को $F(x, y)$ से प्रदर्शित करें तो,

$$\Delta^2 I = F(x, y) \quad (v)$$

जहाँ $F(x, y)$ एक गत फलन है, क्योंकि प्रेक्षणों की सहायता से इसकी गणना की जा सकती है। समीकरण (v) प्यापसन का मानक समीकरण $\nabla^2 I$ के मानों के लिए किसी क्षेत्र पर I का मान थात्ति विधि से निर्धारित किया जा सकता है, किंतु इसके लिए आवश्यक है कि क्षेत्र की सीमाओं पर I का प्रारम्भिक मान पहले से ज्ञात हो।

10 85 सरघात्मक हल के लिए $\nabla^2 I$ को पहले अन्तर (difference) समीकरण के रूप में ररत है। इसके लिए बिन्दु 0 के चारों ओर चित्र (10 13) के प्रिड पर विचार कीजिए।

$$\begin{aligned} \text{बिन्दु 0 पर, } \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} &= \frac{\left(\frac{\partial I}{\partial x} \right)_a - \left(\frac{\partial I}{\partial x} \right)_c}{h} \\ &= \frac{1}{h} \left[\frac{I_1 - I_0}{h} - \frac{I_0 - I_3}{h} \right] \\ &= \frac{I_1 + I_3 - 2I_0}{h^2} \end{aligned}$$

$$\text{इसी प्रकार बिन्दु 0 पर, } \frac{\partial^2 I}{\partial y^2} = \frac{I_2 + I_4 - 2I_0}{h^2}$$

$$\begin{aligned} \nabla^2 I &= \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 I}{\partial y^2} = \frac{I_1 + I_3 + I_2 + I_4 - 4I_0}{h^2} \\ &= \frac{(\bar{I} - I_0)}{h^2} \end{aligned}$$

$$\text{जहाँ, } \bar{I} = \frac{I_1 + I_2 + I_3 + I_4}{4}$$

10 86 समीकरण (v) को व्यवस्थित रूप से हल करने के लिए निर्माकित विधि अपनाया उपयुक्त है

(1) एक विश्लेषित कहर मानचित्र में समान दूरी पर स्थित बिन्दुओं का प्रिड बना लीजिए। प्राय 500 मीलीबार का दाब पृष्ठ इसके लिए अधिक उपयुक्त होता है। किंतु थोड़ा दाब स्तर पर भी यदि वहाँ अपसरण क्षेत्र नगण्य हो यह विधि लागू की जा सकती है। कहर बुँगता के मानों (z) द्वारा परिमित अन्तर (finite difference) सूत्र

$$\nabla^2 z = \frac{4(\bar{z} - z)}{h^2} \quad \text{द्वारा } \nabla^2 z \text{ के मान की गणना कर लीजिए।}$$

(2) निरपेक्ष भ्रमिलता Z_A की गणना सूत्र, $Z_A = \frac{g}{f} \nabla^2 z + f$, की सहायता कर लीजिए। विभिन्न ग्रिड बिन्दुओं पर Z_A का मान अंकित करने सम रेखाओं द्वारा उसका विश्लेषण कर लीजिए।

(3) भ्रमिलता प्रवृत्ति $\frac{\partial Z}{\partial t}$ का मान ज्ञात करने के लिए Z_A की सम-रेखाओं की मू-व्यावर्ती गति से कट्टर रेखाओं की दिशा में उतनी दूर तक अभिवहित कीजिए, जितनी दूरी, (Δt) (मान लीजिए 3 घण्टे) समय में वायु कण तय करेंगे। इस प्रकार हमें प्रागुक्त Z_A का क्षेत्र प्राप्त हो जाएगा। उपयुक्त विधि को गणितीय सूत्र

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial Z_A}{\partial x} + v \frac{\partial Z_A}{\partial y} \right) = - \vec{V} \cdot \nabla Z_A$$

द्वारा व्यक्त किया जा सकता है।

(4) प्रागुक्त और प्रारम्भिक Z_A क्षेत्र के अंतर से सापेक्ष भ्रमिलता का परिवर्तन ΔZ की गुणना प्रत्येक ग्रिड बिन्दु के लिए की जा सकती है।

Z_A के मानों को $\frac{f}{g}$ से गुणा करने पर $\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t}$ या $\nabla^2 \Delta z$ का मान ज्ञात हो

जाएगा।

(5) $\nabla^2 \Delta z$ के क्षेत्र से I का मान ज्ञात करने के लिए, सहायतात्मक समाकलन की अनेक विधियाँ प्रयुक्त की जा सकती हैं। एक विधि श्रान्ति की है, जो प्रायः प्रयोग में लाई जाती है।

(6) I के मान द्वारा किसी समयान्तर Δt के लिए ऊँचाई का परिवर्तन ∂z ज्ञात किया जा सकता है। प्रारम्भिक कट्टर ऊँचाइयों में प्रत्येक ग्रिड बिन्दु पर ∂z का मान जोड़ने से, नया कट्टर प्रतिरूप, अर्थात् प्रागुक्त प्रतिरूप मिल जाता है। इससे भी आगे $2\Delta t$ समय के लिए प्रागुक्त प्रतिरूप ज्ञात करने के लिए Δt समय के उपरान्त प्राप्त प्रतिरूप को प्रारम्भिक क्षेत्र मान लिया जाता है और उपयुक्त प्रक्रम पुन. दोहराया जाता है। उत्तरोत्तर समाकलन की यह विधि तब तक दुहराते रहते हैं जब तक कि पूर्वानुमान की भवधि के अंत का कट्टर-प्रतिरूप न प्राप्त हो जाए।

10 90 व्यवहारिक उदाहरण के लिए भारतीय क्षेत्रों को प्रभावित करने वाली कुछ विशिष्ट मौसम घटनाओं का विवरण समकालीन चाटों की सहायता से नीचे दिया गया है —

10 91 पश्चिमी विक्षोभ—एक स्थिति अध्ययन

नवम्बर म मई तक के महीने में कुछ निम्नदाब क्षेत्र एक शृंखलाबद्ध रूप में अपन पश्चिम से पूव की पार यात्रा के दौरान उत्तर और मध्य भारत को प्रभावित करते हैं।

यही निम्नदाब इन क्षेत्रों में मरिचो की वर्षा के प्रमुख कारण है। य निम्नदाब में मध्य तथा कैस्पियन सागरी में उत्पन्न वातावरण श्रवदाबों या उनके द्वितीयक द्वारा प्रेरित होते हैं जो अपेक्षाकृत दक्षिणी पथ का अनुसरण करते हुए उत्तरी पश्चिमी सीमा से भारत में प्रवेश करते हैं। सांख्यिकी माध्य के अनुसार इसकी मामूली सहाय नवम्बर से मई तक के महीनों में क्रमशः 2, 4, 5, 5, 5, 5 तथा 2 है। ये प्रणालियाँ भारत में पश्चिमी विक्षोभ कहलाती हैं।

पश्चिमी विक्षोभ वातावरण प्रकृति की प्रणाली होती है जिसमें उष्ण वातावरण प्रायः अधिघोरित होता है और धरातलीय मौसम घाट पर अधिक नहीं हो पाता। भारतीय क्षेत्र पर ये विक्षोभ निम्नांकित दाब प्रणालियों के रूप में प्रायः देखे जाते हैं—

(1) धरातलीय श्रवदाब या निम्नदाब—जिससे पर्याप्त ऊँचाई तक उच्चतर चक्रवाती प्रवाह या ट्रोपिका सम्बन्धित होती है।

(2) धरातलीय निम्नदाब—जिससे उच्चतर वायु ट्रोपिका सम्बन्धित नहीं होती।

(3) उच्चतर वायु चक्रवाती प्रवाह या ट्रोपिका।

इन विक्षोभों से वर्षा या तुषार प्रायः पहले जम्मू और कश्मीर तथा हिमाचल प्रदेश को प्राप्त होती है। तत्पश्चात् शृङ्खलाबद्ध रूप में पंजाब, हरियाणा, पूर्वी राजस्थान तथा पश्चिमी उत्तर-प्रदेश प्रभावित होते हैं। इसके बाद यदि विक्षोभ की स्थिति अपेक्षाकृत अधिक दक्षिण में है तो मध्य-प्रदेश में वर्षा आरम्भ हो जाती है अथवा वर्षा की पैटर्न क्रमशः पूर्वी उत्तर-प्रदेश बिहार, उड़ीसा पश्चिमी बंगाल तथा आसाम पर से गुजरती जाती है। इन क्षेत्रों का कितना भाग किसी विक्षोभ से प्रभावित होता है, यह प्रायः विक्षोभ की तीव्रता तथा गति की दिशा पर निर्भर करती है। जो विक्षोभ केवल उच्चतर वायु ट्रोपिका के रूप में प्रवेश करते हैं तथा उत्तर-पूर्व की ओर बढ़ते हैं प्रायः जम्मू-कश्मीर में हल्की वर्षा या तुषार उत्पन्न करने के बाद हिमालय की शृङ्खलाओं में खो जाते हैं।

उदाहरण—उपरोक्त व्याख्या के स्पष्टीकरण के लिए पश्चिमी विक्षोभों की एक वास्तविक स्थिति का अध्ययन निम्नांकित है। यह विक्षोभ 1967 के नवम्बर से बाहर एक श्रवदाब के रूप में विकसित हुआ और 1967 के नवम्बर में भारतीय उपमहाद्वीप के ऊपर सक्रिय रहा।

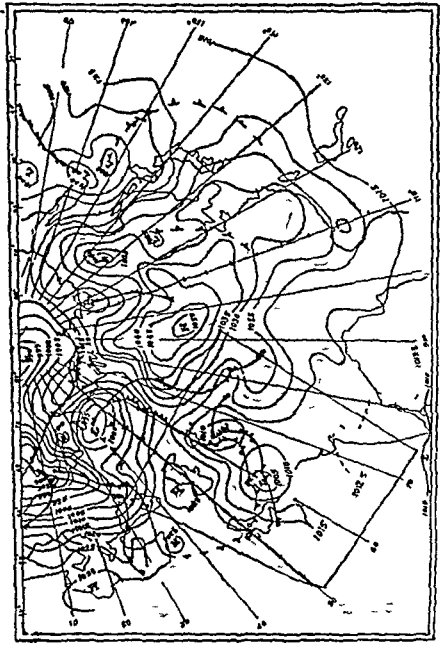
23 दिसम्बर को 40° पूर्व पश्चिमी प्रवाह में अत्यन्त गम्भीर ट्रोपिका

धरातलीय घाट पर

प्रणाली की पूर्वी दिशा

श्रवदाब 24 घण्टों तक

एक प्रेरित निम्नदाब



चित्र (10 14)
25 दिसम्बर 1967

यही निम्नदाब इन क्षेत्रों में मरिचो की वर्षा के प्रमुख कारण हैं। ये निम्नदाब मध्य तथा केस्पियन सागरों में उत्पन्न वातावरण प्रवदाबों या उनका द्वितीयको द्वारा प्रेरित होते हैं, जो अपेक्षाकृत दक्षिणी पथ का अनुसरण करते हुए उत्तरी पश्चिमी सीमा से भारत में प्रवेश करते हैं। साखियवी माध्यक अनुसार इसकी मासिक सख्या नवम्बर से, मई तक के महीनों में क्रमशः 2, 4, 5, 5, 5, 5 तथा 2 है। ये प्रणालियाँ भारत में पश्चिमी विक्षोभ कहलाती हैं।

पश्चिमी विक्षोभ वातावरण प्रकृति की प्रणाली होती है, जिसमें उत्पन्न वातावरण प्रायः अधिघारित होता है और धरातलीय मौसम घाट पर अधिक नहीं हो पाता। भारतीय क्षेत्र पर ये विक्षोभ निम्नांकित ढाँच प्रणालियों के रूप में प्रायः देखे जाते हैं —

(1) धरातलीय प्रवदाब या निम्नदाब—जिससे पर्याप्त ऊँचाई तक उच्चतर चक्रवाती प्रवाह या द्रोणिका सम्बन्धित होती है।

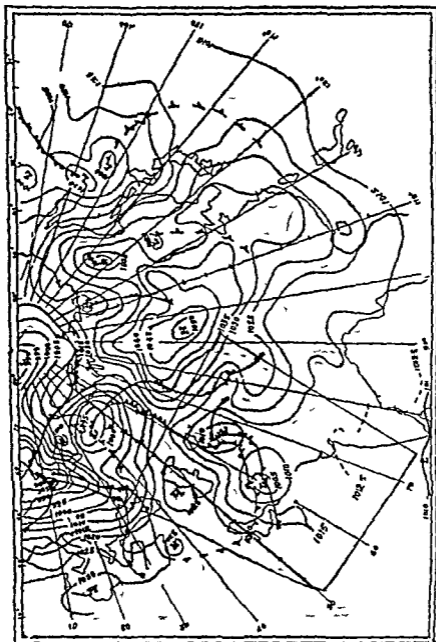
(2) धरातलीय निम्नदाब—जिससे उच्चतर वायु द्रोणिका सम्बन्धित नहीं होती।

(3) उच्चतर वायु चक्रवाती प्रवाह या द्रोणिका।

इन विक्षोभों से वर्षा या तुषार, प्रायः पहले जम्मू और कश्मीर तथा हिमाचल प्रदेश को प्राप्त होती है। तत्पश्चात् श्रृंखलाबद्ध रूप में पंजाब, हरियाणा, पूर्वी राजस्थान तथा पश्चिमी उत्तर-प्रदेश प्रभावित होते हैं। इसके बाद यदि विक्षोभ की स्थिति अपेक्षाकृत अधिक दक्षिण में है, तो मध्य-प्रदेश में वर्षा आरम्भ हो जाती है अथवा वर्षा की पैटर्न क्रमशः पूर्वी उत्तर-प्रदेश, बिहार, उड़ीसा, पश्चिमी बंगाल तथा आसाम पर से गुजरती जाती है। इन क्षेत्रों का कितना भाग किसी विक्षोभ से प्रभावित होता है, यह प्रायः विक्षोभ की तीव्रता तथा गति की दिशा पर निर्भर करती है। जो विक्षोभ केवल उच्चतर वायु द्रोणिका के रूप में प्रवेश करते हैं तथा उत्तर-पूर्व की ओर बढ़ते हैं प्रायः जम्मू-कश्मीर में, हल्की वर्षा या तुषार उत्पन्न करने के बाद हिमालय की श्रृंखलाओं में खो जाते हैं।

उदाहरण—उपरोक्त व्याख्या के स्पष्टीकरण के लिए, पश्चिमी विक्षोभ की एक वास्तविक स्थिति का अध्ययन निम्नांकित है। यह विक्षोभ भारतीय क्षेत्र से बाहर एक प्रवदाब के रूप में विकसित हुआ और दिसम्बर, 1967 के अंतिम सप्ताह में भारतीय उपमहाद्वीप के ऊपर सक्रिय रहा।

23 दिसम्बर को 40° पूर्वी देशांतर के आस-पास रूस से दक्षिणी टर्की तक, उच्चतर पश्चिमी प्रवाह में अत्यंत गम्भीर द्रोणिका विस्तृत थी। 45° से 55° पूर्वी देशांतर के बीच धरातलीय घाट पर वातावरण विक्षोभ द्रोणिका के अग्र भाग में उपस्थित था। फलतः इस प्रणाली की पूर्वी दिशा में गति के बीच पूर्वी ईरान पर एक प्रवदाब विकसित हुआ। यह प्रवदाब 24 घंटों तक स्थिर रहा। इससे 25 दिसम्बर के सुबह मोजान सिंध तट के पास एक प्रेरित निम्नदाब प्रमुदित हुआ। यह स्थिति चित्र (10-15) में दिखाई गई है।



चित्र (10 14)
25 दिसम्बर 1967



चित्र (10.15)
23 सितम्बर 1967

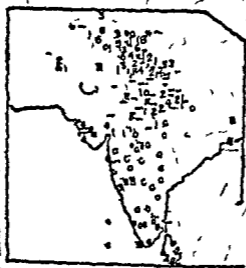


चित्र [१०-१६(०.१)]

26 दिसम्बर, 1967 प्रातः 08:30 भारतीय मानक समय

26 की सुपह ईरान का भ्रवदाव पारिस्थान तथा सम्यद्ध राश्रम्यान तक पहुँच गया। 03 जी० एम० टी० के धरातलीय चाट म इसका क्षेत्र खाणपुर म पाए निर्धारित किया गया, विष (10 16a)। प्ररित निम्नदाव भ्रवदाव मे विलीन हो गया, जिसक फनस्वरुप भ्रवदाव का द्रोणिका गुजरात तक विस्तृत हा गई। केन्द्रीय दाव 1002 मिलीबार मानित किया गया, जा सामाय स 17 मिलीबार कम था। सम्यद्ध उच्चतर वायु-चक्रवाती प्रवाह तथा वायु द्राणिका 200 मिलीबार स्तर तक विस्तृत पाए गए।

इस स्थिति मे पाकिस्तान, उत्तर पश्चिमी भारत, गुजरात तथा कच्छ म दूर-दूर तक वर्षा उत्पन्न हुई, जिसका विवरण चित्र (10 16b) म दिया गया है। भ्रगने 24 घण्टी म वर्षा पेटिका, 83° पूर्वी देशांतर तक फँन गई। पश्चिमी हिमालय की पहाडिया म भारी वर्षा हुई तथा दक्षिण मे बम्बई तक भी हल्की वर्षा रिवाड की गई। अधिकतम वर्षा यनिहाल म 18 सेमी हुई। भ्रवदाव प्राय स्थिर रहा और 27 दिसम्बर से तेजी से क्षाण होना आरम्भ हो गया। यह विशोभ धरातलीय और उच्चतर वायुमण्डल म अत्यन्त प्रभावशाली रूप स विकसित था, जिमसे व्यापक रूप से प्रभावित क्षेत्रो मे वर्षा हुई, किन्तु इसका एक स्थान पर स्थिर होना और एकाएक क्षाण होने लगना एक असामाय घटना थी। ऐसी विकसित प्रणालियाँ, पूव की ओर बढ़ती हुई प्राय-असम तक अन्धी वर्षा उत्पन्न करती हैं।



चित्र (10 16b)
अवदाव से सम्बन्धित वर्षा का आर्वटम

पश्चिमी विशोभ के आगमन से पूव दाव का गिरना, पक्षाम मेघो का अश्रुत्य तथा रात्रि तापमान और भोसाक मे वृद्धि का सबेत् स्पष्ट मिलता है। कभी कभी एक से अधिक निम्नदाव क्षेत्र धरातलीय चाट पर बन जात हैं, किन्तु ऐसे निम्नदाव प्राय क्षीण होने हैं और अपने प्रभाव क्षेत्र म बन्त योगा मौसम उत्पन्न कर पाते हैं।

10 92 काल बैशाखी या नारवेस्टर (Norwester)

भारत में पूव मानसून काल (माच, अप्रैल और मई) में उत्तरो-पूर्वी भारत, मुख्यतः असम, बंगाल और मध्यालय तथा बंगलादेश में प्रचण्ड तडित ऋक्ता की घटनाएँ होती हैं जो सामान्यतः वर्षा, स्ववाल तथा ओलो से संबधित रहती हैं। ऋक्ताएँ प्रायः दोपहर के बाद और शाम के समय आती हैं, किंतु असम में इनका आक्रमण रात्रि में भी पर्याप्त होता है। ये घटनाएँ काल बैशाखी या नारवेस्टर कहलाती हैं। नारवेस्टर कहलाने का कारण यह है कि अधिकांश ऋक्ताएँ प्रभावित स्थान पर उत्तर पश्चिम से पहुँचती हुई पाई जाती हैं। प्रति वर्ष काल बैशाखी से उत्तर-पूव भारत तथा बंगलादेश को पर्याप्त जन धन की हानि उठानी पड़ती है।

बंगाल में माच, अप्रैल तथा मई के लिये मौसम काल बैशाखी की संख्या क्रमशः 4, 8 और 12 है। दक्षिण पूव की ओर इनकी संख्या और तीव्रता दोनों बढ़ती हैं।

तडित ऋक्ता की संरचना विशाल कपासी वर्षा से बनती है, जिसकी ऊँचाई प्रायः 14 से 20 किमी तथा आधार 4 से 10 घण किमी पाया जाता है। यह प्रणाली पश्चिम से पूव की ओर गति करती है। यह गति 3 से 6 किमी ऊँचाई के बीच की उच्चतर हवाओं द्वारा नियंत्रित की जाती है। मौसम गति 50 से 60 किमी प्रति घण्टे की आकलित की गई है। किसी स्टेशन पर तडित मघ पहुँचने से पूव उसके द्वारा जनित स्ववाल स्टेशन को प्रभावित करते हैं। स्ववाल पहुँचने की गति प्रायः 120 से 150 किमी प्रति घण्टा तथा कमी-कमी 200 किमी प्रति घण्टा पाई गई है। एक नारवेस्टर की स्थानीय प्रभावकारी अवधि 2 से 3 घण्टे के बीच होती है। आसाम और बंगलादेश में यह अवधि 4 से 5 घण्टे की पाई जाती है।

कपासी वर्षा में घ के बीच विशालकाय मेघ राशियाँ रोल करती हुई ऊर्ध्वदिश में विकसित होती हैं। विकासशील अवस्था में ही तडित ऋक्ता तथा मूसलाधार वर्षा और कमी-कमी ओले भी उत्पन्न होते हैं। मानसून के अम्युदय (जून) के बाद हिमाक स्तर बहुत ऊँचा उठ जाता है जिससे ओलो का बनना बहुत कम हो जाता है। मानसून अच्छी तरह स्थापित हो जाने के बाद काल बैशाखी की घटनाएँ शून्य-शून्य समाप्त हो जाती हैं।

अधिकांश काल बैशाखिया छोटा नागपुर पठार में विकसित होती हैं। मध्य भारत पर स्थित निम्नदाब की द्रोणिका यहाँ सक्रिय रहती है, जिसके दक्षिणी प्रवाह में बंगाल की खाड़ी से आर्द्रता अभिवहित होकर बंगाल के वायुमण्डल में भरती जाती है। जब कभी भी उच्चदाब कोशिका उत्तरी बंगाल की खाड़ी तथा तटवर्ती प्रदेशों पर विस्तृत होती है, तो आर्द्रता अभिवहित करने वाला प्रवाह और अधिक सक्रिय हो उठता है। यह आर्द्रता 2 किमी से निचले वायुमण्डल में भरती जाती है, क्योंकि इस स्तर से ऊपर स्थित निम्न क्षोभ मंडलीय व्युत्क्रमण तहें, इस और ऊपर उठने से रोकती हैं। कभी कभी गंगा के मैदान से

गुजरने वाले पश्चिमी विक्षोभ भी आद्र ता का अतर्वाह (Inflow) त्वरित करने में सहायक होते हैं। छोटा नागपुर पठार में पवतीय परिस्थितियाँ ट्रिगर क्रिया द्वारा आद्र हवाओं को अतिरिक्त आरोही गति प्रदान करती हैं, जो व्युत्क्रमण तह को तोड़कर तेजी से विकसित होती हैं और कपासी वर्षों में घ उत्पन्न कर देती हैं।

ऊँचाई के विकास के लिये, निम्न क्षोभ मण्डलीय व्युत्क्रमण का टूटना आवश्यक है। पवतीयकरणों के अलावा इसके लिये अन्य अनुकूल क्रियाविधियाँ निम्नांकित हैं —

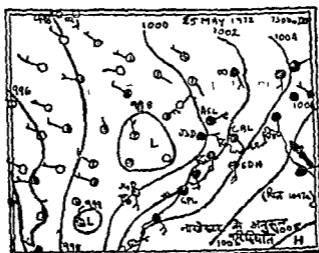
(1) किसी पश्चिमी विक्षोभ का आगमन—इस स्थिति में कपासी वर्षों में घ किसी भी समय जनित हो सकते हैं।

(2) सौर ऊष्मन—चूँकि सौर-ऊष्मन दोपहर बाद अधिकतम होता है, अतः इस क्रियाविधि द्वारा दोपहर या शाम को ही ऊँचा उत्पन्न होती है।

(3) अवरोही वायु प्रवाह—आसाम तथा सलग्न पूर्वी भागों में ट्रिगर क्रिया विधि उन अवरोही हवाओं द्वारा प्रदान की जाती है जो उत्तर तथा उत्तर पूर्व में स्थित पहाड़ियों पर रात्रि तथा प्रभात बेला में बहती हैं। ये हवाएँ आद्र ता को व्युत्क्रमण तोड़ने के लिए यथेष्ट उत्पादन प्रदान करने की क्षमता रखती हैं।

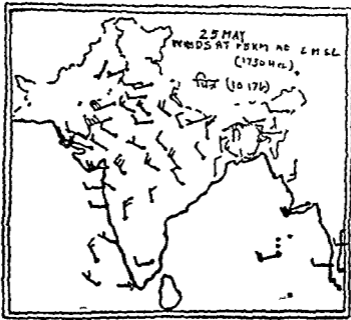
(4) कभी कभी, बिना किसी बाहरी मानकत्व के आद्र ता अभाव की अधिकता के कारण उत्पन्न यथेष्ट दबाव, व्युत्क्रमण तह को तोड़ने में सफल हो जाता है।

उदाहरण—25 मई, 1972 के दिन विकसित हुए एक प्रारूपिक (Typical) काल वैशाखी से सम्बन्धित समकालीन स्थितियाँ चित्र (10 17 a) में दिखाई गई हैं। उत्तरी



घरातलीय घाट
चित्र (10 17 a)

पूर्वी मध्य प्रदेश पर स्थित निम्नदाब तथा उसके पूर्वी भागों में द्रोणिका से सम्बन्धित प्रवाह में आद्रता का तीव्र सन्निवहन स्पष्ट है। इस दिन पश्चिमी बंगाल के मैदानी भागों में



चित्र (10 17 b)

व्यापक रूप से तड़ित भन्ना की घटनाएँ हुईं, जो बाद में बंगलादेश तथा अन्य पूर्वी-प्रदेशों में घपमर होती गई।

10 93 शीत तरंग (Cold Wave)

सर्दी के महीनों में पश्चिमी विक्षोभ के ठीक पीछे अर्थात् शीत वातावरण के पृष्ठ भाग में बहती अत्यन्त शीतल हवाएँ उत्तरी भारत पर शीत तरंग के रूप में प्रवाहित होती हैं। मौसम वैज्ञानिक धारणा के अनुसार "शीत तरंग" शब्द तब प्रयुक्त होता है, जब सदियों में निम्नतम तापमान, सामान्य से कम से कम 6°C नीचे आ जाए। विचलन 8°C या अधिक होने पर शीत तरंग प्रखर (severe) कहलाती है। शीत तरंग उत्पन्न होने का एक अनिवाय प्रतिबन्ध यह है कि पश्चिमी विक्षोभ के पृष्ठ भाग में कोई अन्य विक्षोभ उपस्थित न हो, क्योंकि इस स्थिति में पृष्ठ भाग के विक्षोभ के उष्ण सेक्टर में बहती गम हवाएँ, तापमान ह्रास को बहुत कम कर देती हैं। जम्मू कश्मीर तथा पश्चिमी हिमालय की पहाड़ियों में होने वाले व्यापक तुषारपात भी उत्तरी रेखाधिक (मिरीडिमानल) प्रवाह के अन्तगत शीत-तरंगों जनित कर देती हैं।

22 जनवरी से 29 जनवरी 1964 के मध्य समूचा उत्तरी भारत, विशेषतः उत्तरी-पश्चिमी भाग शीत तरंगों तथा प्रखर शीत तरंगों से प्रभावित रहा। क्षेत्रों के अनुसार इनका दैनिक विवरण निम्नांकित सारणी में दिया गया है —

दिनांक (जनवरी) 64	22	23	24	25	26	27	28	29
क्षेत्र								
पश्चिमी राजस्थान	सा	प्र	सा	सा	सा/प्र	—	—	—
पूर्वी राजस्थान	—	सा	सा	—	सा/प्र	सा	सा	सा
गुजरात और सौराष्ट्र	—	सा/प्र	प्र	सा/प्र	सा/प्र	—	—	—
पंजाब और हरियाणा	—	मा	सा	सा	सा	सा/प्र	सा	सा
पश्चिमी मध्य प्रदेश	—	—	—	—	सा	सा/प्र	सा	सा
उत्तर प्रदेश	—	—	—	—	सा	सा/प्र	—	—
बिहार और बंगाल	—	—	—	—	—	सा	—	—

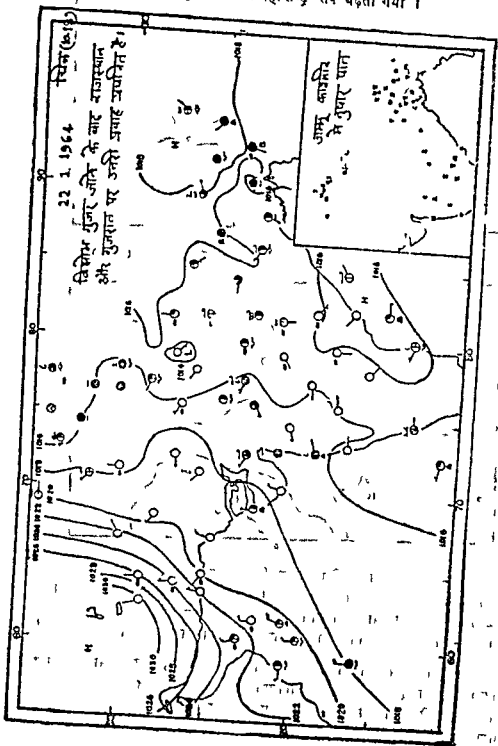
सा = साधारण शीत तरंग तथा प्र = प्रखर शीत तरंग ॥

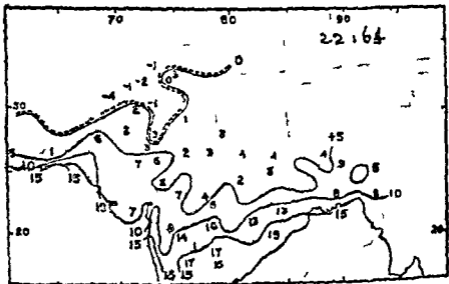
21 जनवरी को पंजाब पर एक पश्चिमी विक्षोभ स्थिर था, जिसके प्रभाव में राजस्थान पर एक प्रेरित निम्नदाब क्षेत्र भी उत्पन्न हो गया था। 22 तारीख तक विक्षोभ पश्चिमी हिमालय तथा प्रेरित निम्न दाब दक्षिणी पश्चिमी उत्तर प्रदेश की ओर बढ़ गया। फलस्वरूप पश्चिमी हिमालय की पहाड़ियों में व्यापक तुषारपात और वर्षा हुई। दाब प्रणालियों के हट जाने से राजस्थान और गुजरात पर उत्तरी पश्चिमी प्रवाह स्थापित हो



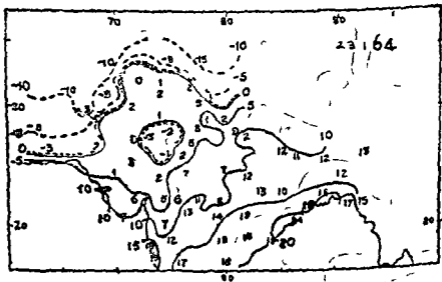
चित्र (10 19)

गया, चित्र (10 18)। इस प्रवाह के मध्धीन सम्पूर्ण राजस्थान पर शीत तरों छा गई, जिनका फैलाव शीघ्र ही गुजरात और महाराष्ट्र तक बढ़ता गया।



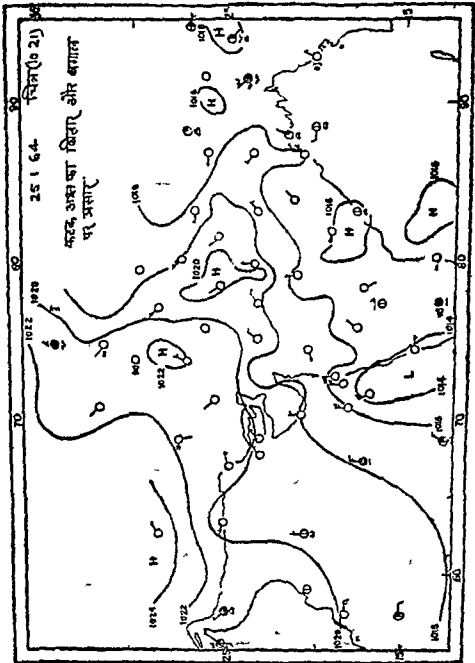


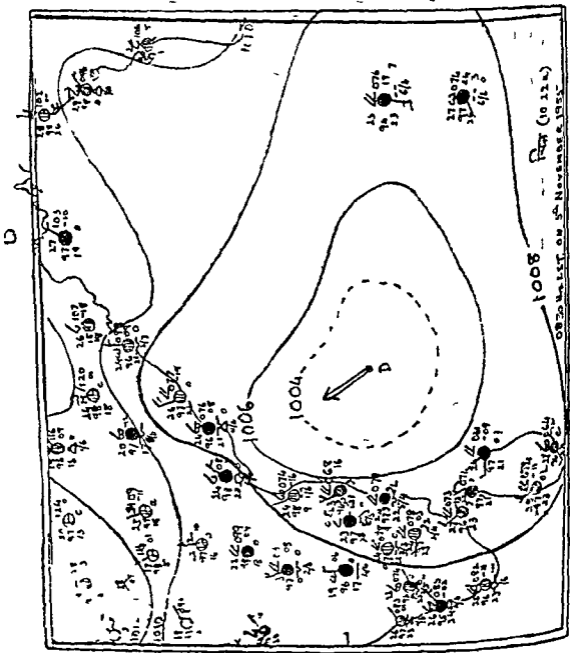
दैनिक न्यूनतम तापमान का आंकड़ों का चित्र (10 20)



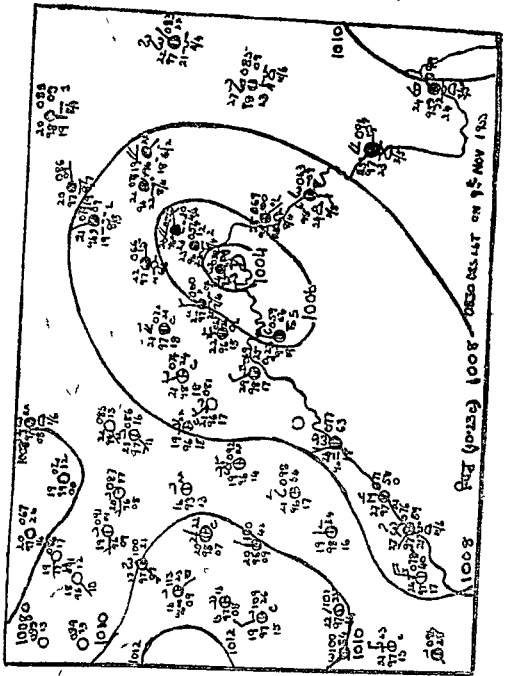
पश्चिमी उत्तर प्रदेश पर स्थित कटक, जिसके प्रभाव में शीत तरंगों बह रही थी, 25 जनवरी तक बिहार और पश्चिमी बंगाल (ridge) तक स्थापित हो गया चित्र (10 21)। इसमें ठण्डी हवाओं का अभिवहन उत्तर-प्रदेश तथा और पूर्वी भागों तक बढ़ता गया। इन क्षेत्रों पर अगले तीन दिनों तक तापमान का गिरना जारी रहा।

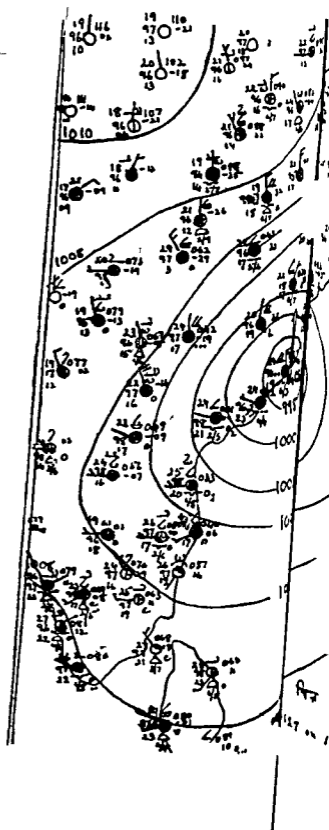
चूंकि कोई अन्य प्रभावशाली दाब प्रणाली अनुपस्थित थी, अतः रेखांकित प्रवाह कई दिनों तक मयाबद्ध रहा। फलस्वरूप तापमान की पुनः वृद्धि बहुत धीमी गति से ही पाई। 27 जनवरी के बाद ही शीत तरंगों का प्रभाव उत्तरी-पश्चिमी भारत और गुजरात में धीरे-धीरे घटने प्रारम्भ हो सका।

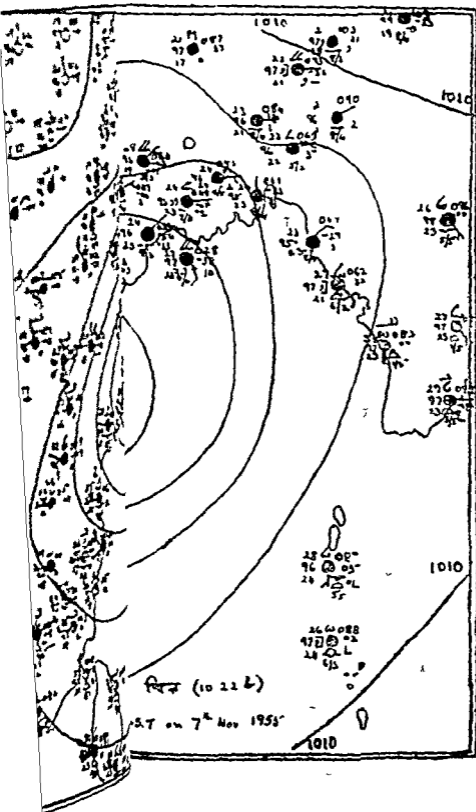




--- स्थिति (10 12h)
OBSERVATIONS ON 5th NOVEMBER, 1955



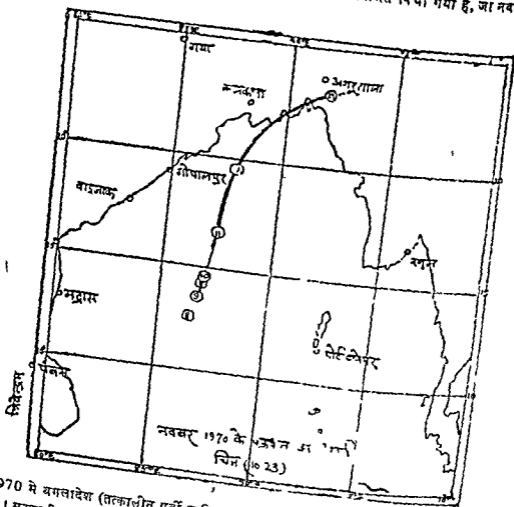




10 94 उत्तर मानसून बाल का चक्रवाती तूफान

3 नवम्बर, 1955 को दक्षिणी-पश्चिमी साठी में एक निम्नणाय क्षेत्र विकसित हुआ, जो पश्चिम की घोर क्षपणी गति के दौरान 5 नवम्बर की सुबह क्षयदाय घोर समस्त तुरन्त वाद तीव्रता के चक्रवात में परिवर्तित हो गया। तत्पश्चात् उत्तरी गिना की घोर गति करता हुआ 7 नवम्बर की सुबह चक्रवात विनाशापट्टनम में तट से टकरा गया घोर क्रि उत्तर पूव की घोर मुठ कर तटीय रेखा के गमात्तर चलता हुआ, 9 नवम्बर, को बंगला देश के दक्षिणी भागों पर केंद्रित हुआ। दृग माग परिषता के कारण, उच्चतर वायु मण्डल में बहती पश्चिमी प्रवाह का क्षपर पण प्रभाव (Shear effect) निर्धारित किया गया। चक्रवात की मुछ मुख्य स्थितिषी चित्र (10 22 (a, b, c) में दिए गए समकालीन घरातलीय चाटों में प्रदर्शित की गई हैं।

चित्र (10 23) में उस प्रचण्ड चक्रवात का माग प्रदर्शित किया गया है, जा नवम्बर,



1970 में बंगलादेश (तत्कालीन पूर्वी पाकिस्तान) में भूतलपूव विनाश का कारण बन गया था। सरकारी अनुमानों के अनुसार, 2 लाख नागरिकों के प्राण गए। इस चक्रवात का कारण

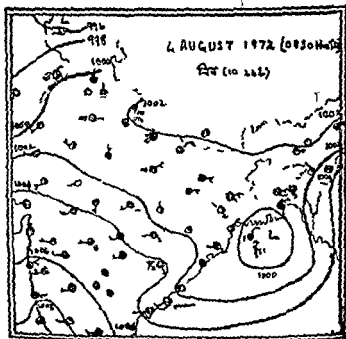
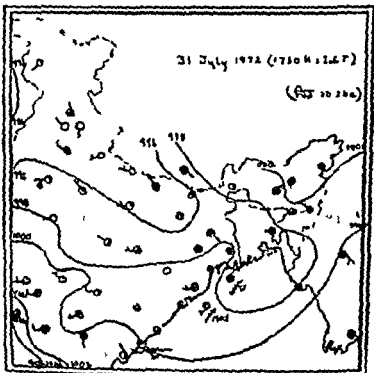
5 नवम्बर 1970 को दक्षिणी साडी में एक निम्नदाब के रूप में हुमा, जो 7 नवम्बर को मद्रास से 800 किमी दक्षिण-पूर्व में एक भ्रवदाब के रूप में केन्द्रित था। 10 नवम्बर को यह प्रचण्ड चक्रवात बनकर उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ गया। 12 नवम्बर को चक्रवात कलकत्ता से ठीक 300 किमी दक्षिण में स्थित था। तत्पश्चात् चक्रवात उत्तर-पूर्व के भाग पर बढ़ता हुआ, उभी रात्रि में चिटगाग तट में टकराया। तट पार करने के बाद चक्रवात बहुत तेजी से क्षीण होता गया तथा घण्टे 24 घण्टों में ही गौण हो गया। बंगला देश में 15 छोटे-छोटे द्वीपों की भावादी टाइडल प्रवाह में पूर्णतया बह गई।

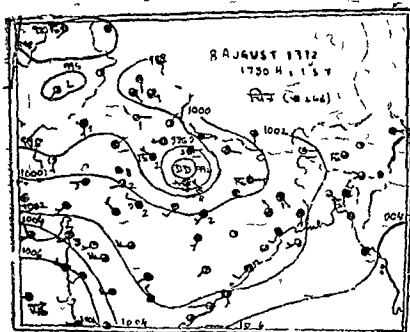
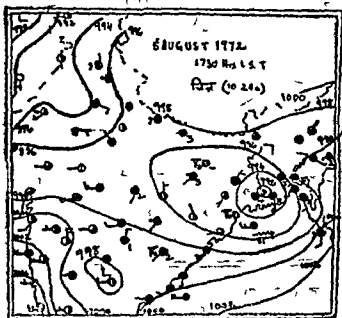
10 95 मानसून भ्रवदाब

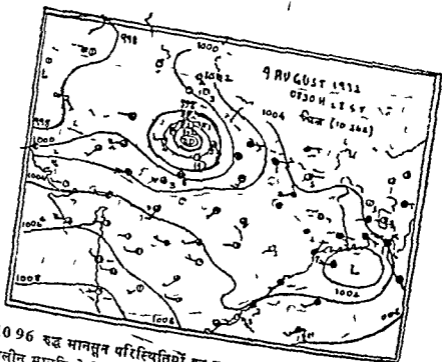
31 जुलाई, 1972 की शाम को समकालीन धरातलीय घाट पर उत्तरी-पश्चिमी साडी में एक निम्न दाब की द्रोणिका उत्पन्न हुई। इसी समय, पूर्वी बर्मा पर एक निम्न-दाब क्षेत्र पश्चिम की ओर भ्रमसर हो रहा था। इसके प्रभाव में 4 अगस्त की सुबह द्रोणिका एक सुस्पष्ट निम्नदाब में सर्वाधिक हो गई। यह निम्नदाब प्राय उत्तर की ओर भ्रमसर हुआ तथा भूमि पर आ जाने के बाद 5 अगस्त की शाम को भ्रवदाब बन गया। यह उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ता और सर्वाधिक होता रहा। 8 अगस्त के सायकालीन धरातलीय घाट पर यह गम्भीर भ्रवदाब के रूप में दक्षिण उत्तर प्रदेश तथा 9 अगस्त के प्रातः काल पूर्वी राजस्थान की पूर्वी सीमा पर केन्द्रित था। यहाँ से यह उत्तर की ओर मुड़ा और बहुत धीमी गति से बढ़ता हुआ क्षीण होता गया तथा 13 अगस्त की शाम को मौसमी निम्नदाब में विलीन होकर समाप्त हो गया।

इस भ्रवदाब से उत्तरी भारत तथा राजस्थान में व्यापक रूप से भारी वर्षा हुई और दक्षिणी-पश्चिमी मानसून, जो पर्याप्त समय से भ्रवरुद्ध था, पुनः त्वरित हो उठा।

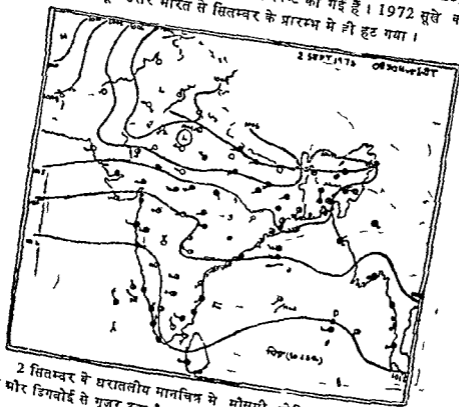
इस भ्रवदाब प्रणाली से प्राय 7 किमी ऊँचाई तक उच्चतर चक्रवाती प्रवाह सम्बन्ध था। विभिन्न स्थितियों के मौसम मानचित्र चित्र (10 24 a, b, c, d, e) में दिए गए हैं।



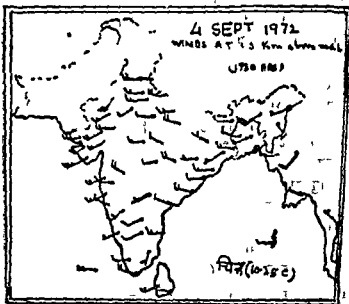
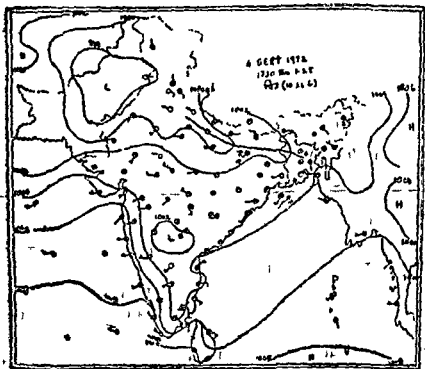




10 96 रुद्ध मानसून परिस्थितियों का एक उदाहरण—(चित्र 10 25) में दिए गए समकालीन मानचित्रों में ये परिस्थितियाँ स्पष्ट की गई हैं। 1972 सूखे का वष था, जिसमें मानसून पूरे उत्तर भारत से सितम्बर के प्रारम्भ में ही हट गया।



2 सितम्बर के भारतीय मानचित्र में मौसमी द्रोणिका का अक्ष धीरे-धीरे, दक्षिण की ओर डिगवोर्ड से गुजर रहा है। स्पष्टतः यह घग्ग हिमालय की शृंखला का के समांतर



स्थित है। 4 सितम्बर के मानचित्र में यह प्रक्ष नीचे की ओर झुक गया है। यह - मुंबई के मानसून की अनुकूलता का परिचायक है, किन्तु इसी दिन के 850 मिलीबार का बामु प्रवाह, जिसमें द्रोणिका अत्यधिक क्षीण है, मानसून विकास के लिए बहुत प्रतिवृत्त परिस्थिति है। इन दिनों उत्तरी भारत पर कुछ पक्षाम भंगों के प्रलावा कोई मौसम नहीं रिकार्ड किया गया।

जलवायु के तत्त्व

(Element of Climate)

11 10 मौसम और जलवायु के तत्त्व

एक स्थान पर किसी समय की वायुमण्डलीय अवस्था अर्थात् मौसम की व्याख्या अनेक तत्वों के संयुक्त प्रभावों द्वारा की जाती है। कुछ प्रारम्भिक तत्व य हैं—(1) वायुदाब, (2) तापमान, (3) आद्रता तथा वर्षा और (4) सौर प्रकाश की अवधि। ये मौसम और जलवायु के तत्व कहलाते हैं। इनका तात्कालिक संयुक्त प्रभाव मौसम कहलाता है, जबकि किसी स्थान की जलवायु वहाँ के दिन प्रतिदिन की मौसम दशाओं का संयुक्त (Composiae) रूप है, जो एक लम्बी अवधि के जलवायु तत्वों के औसतीकरण से निश्चित किया जाता है।

मौसम और जलवायु के तत्वों का स्थान के साथ परिवर्तन, मुख्य रूप से भौगोलिक और वायुमण्डल के भौतिक कारणों पर निर्भर करता है। य कारण ही इन तत्वों को नियंत्रित करते हैं अतः जलवायु के नियंत्रक कहलाते हैं। जलवायु के प्रमुख नियंत्रक निम्नांकित हैं—

- (1) सूर्य या अक्षांश
- (2) उन्नता (Altitude)
- (3) स्थायित्व निम्न और उच्चदाब पेटियाँ (Semi permanent low and high pressure belts)
- (4) हवाएँ
- (5) वायु राशियाँ
- (6) जल और धल का आवरण
- (7) पर्वत शृङ्खलाएँ
- (8) महासागरीय धाराएँ
- (9) अवदाब और तूफान (Depressions and storms)

11 11 किसी स्थान का अक्षांश उसकी ऊँचाई तथा स्थानीय प्रभाव मिलकर, उस स्थान को प्राप्त होने वाली सौर ऊष्मा व प्रकाश की तीव्रता तथा अवधि निर्धारित करते हैं, प्राप्त ऊष्मा की मात्रा पर मेघाच्छन्नता तथा वायु राशियों द्वारा अभिवहन का भी प्रभाव पड़ता है। किंतु मेघाच्छन्नता तथा वायु प्रवाह की अनिश्चितता के कारण इनके प्रभावों को नियंत्रित नहीं किया जा सकता।

एक क्षण के लिए यदि वायुमण्डल को अनुपस्थित मान लिया जाए, तो पृथ्वीतल के किसी भाग द्वारा प्राप्त की गई सौर ऊर्जा निम्नांकित दो बातों पर निर्भर करती है —

(1) सौर विकिरण की तीव्रता या वह कोण जिस पर सौर विकिरण पृथ्वी की सतह पर पहुँचना है और (2) सौर विकिरण की अवधि अथवा दिन की लम्बाई। ये दोनों बातें स्थान विशेष के भ्रंशान्श पर निर्भर करती हैं। सौर विकिरण की तीव्रता अधिकतम उस भ्रंशान्श पर होती है, जिस पर सूर्य की किरणें लम्बवत् पड़ती हैं। इसके दो कारण हैं—एक तो किरणों का पुञ्ज कम विलखने के कारण न्यूनतम क्षेत्र पर पड़ता है, तथा दूसरे, लम्बवत् किरणें सबसे छोटे भाग पर चलने के कारण, वायुमण्डल की सबसे कम मोटी तह पार कर सतह तक पहुँच जाती हैं जिससे उनका अवशोषण, प्रकीर्णन तथा परावर्तन निम्नतम होता है। सर्दियों में जब सूर्य दूसरे गोलार्ध में होता है, तो उसकी किरणें बहुत तिर्यक् पड़ती हैं। यही कारण है कि सर्दियों में सौर ऊष्मा की तीव्रता बहुत कम पाई जाती है।

दिन की अवधि, गर्मियाँ में भ्रंशान्श के साथ बढ़ती और सर्दियों में घटती जाती है। अतः गर्मियों में उच्च भ्रंशान्शों में निम्न उन्नयन के कारण, विकिरण प्राप्त की गयी की पूर्ति, दिन की अपेक्षाकृत लम्बी अवधि, आंशिक रूप से करती है। कुछ उच्च भ्रंशान्श के क्षेत्रों, जैसे कनाडा में, कमजोर सौर प्रकाश के लम्बे दिनों के कारण, उन स्थानों की अपेक्षा बढ़िया फसल होती है, जहाँ तीव्र सौर किरणों से युक्त छोटे दिन होते हैं।

11 12 विषुवत् रेखा पर आपाती सौर विकिरण का मान, वष भर में बहुत थोड़ा परिवर्तित होता है, क्योंकि यहाँ दिन की अवधि प्रायः 12 घण्टे की होती है तथा सूर्य ऊर्ध्वाधर से कभी भी बहुत अधिक विचलित नहीं होता है। अधिकतम विचलन $23\frac{1}{2}^{\circ}$ का, अयनात् दिवस (22 जून और 22 दिसम्बर) को पाया जाता है। विषुवो (equinoxes) पर जब सूर्य विषुवत् रेखा पर लम्बवत् पड़ता है सौर विकिरण का हल्का-सा उच्चतम पाया जाता है। अयनान्तों के दिन विषुवत् रेखा पर विकिरण निम्नतम होता है।

उष्ण कटिबंधों में भी सौर विकिरण की उच्च मात्रा पाई जाती है, जिसका मौसमी चलन बहुत कम होता है। इस क्षेत्र के प्रत्येक स्थान पर सूर्य दो बार लम्बवत् गुजरता है, जिसके कारण विकिरण का वक्र वष से दो उच्चतम और दो निम्नतम प्रदर्शित करता है। उष्ण कटिबंधों के उच्च तापमान का कारण सौर विकिरण की अधिक मात्रा ही है।

शीतोष्ण कटिबंधों में विकिरण वक्र एक उच्चतम-शीतोष्ण नात् के दिन और एक निम्नतम शीत अयनान्त के दिन, प्रस्तुत करता है। वास्तव में एक उच्चतम और एक निम्नतम विकिरण की मात्रा में अत्यधिक मौसमी चलन पाया जाता है, जो इन भागों के तापमान की प्रमुख विशेषता है।

शीतोष्ण कटिबंध की भाँति ध्रुवीय भ्रंशान्शों में विकिरण वक्र वष में एक उच्चतम (शीतोष्ण अयनान्त के दिन) और एक निम्नतम (शीत अयनान्त के दिन) प्रदर्शित करता है, किंतु इन भ्रंशान्शों में वष के कुछ समय में सूर्य प्रकाश बिल्कुल अनुपस्थित हो जाता है।

इस काल में आपतित सौर विकिरण की मात्रा घटती रहती है। मूल्य विकिरण की अवधि अक्षाणो के साथ बढ़ती जाती है, जो ध्रुवा पर अधिकतम (6 महीने की) होती है। ध्रुवों की ओर दिन की अवधि बढ़ती जाती है, जो ग्रीष्म ऋतु में कम उपताराण के प्रभाव को पराजित कर देती है। परिरणामस्वरूप ग्रीष्म ऋतु के दिन (21 जून) सौर विकिरण की मात्रा अक्षाणो के साथ बढ़ती जाती है और लगभग 44 घण्टा उत्तरी अक्षाण पर उच्चतम होती है। इससे पर 62° उत्तरी अक्षांश तक विकिरण की मात्रा कुछ घटती जाती है, क्योंकि दोनों प्रभावों का सापेक्ष मान विपरीत हो जाता है। फिर प्रायः वृत्त तक जहाँ निम्न उपताराण के प्रभाव पर पुन भारी पड़न लगता है, जिससे विकिरण का वक्र अक्षाणों के साथ पुन बढ़ता है और ध्रुवों पर उच्चतम मान प्रदर्शित करता है, जो प्राय विषुव उच्चतमो से अधिक होता है। शीत ऋतु के दिन ध्रुवा पर आपाती सौर विकिरण का मान शून्य होता है।

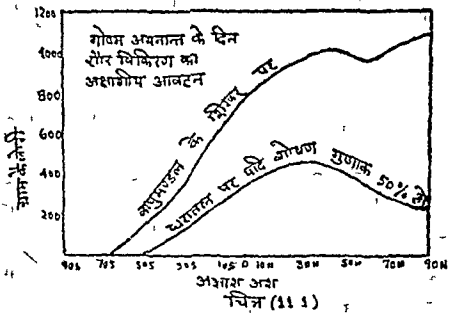
11 13 वायुमण्डल का प्रभाव

वायुमण्डल कुल आपतित विकिरण के एक बड़े भाग को शोषित, परावर्तित तथा प्रकीर्ण कर देता है जिससे कारण विकिरण की काफी कम मात्रा पृथ्वी की सतह तक आ पाती है। यह मात्रा दो बाता पर निर्भर करती है —

(1) वायु तह की मोटाई, जिससे होकर विकिरण सतह तक पहुँचता है। यह मोटाई उच्च अक्षाणो के लिए अधिक होती है क्योंकि उच्च अक्षाणीय वायुमण्डल से सौर किरणें बहुत तिरक अवस्था में गुजरती हैं। किसी स्थान के लिए वायुमण्डल के अवर किरणों द्वारा तय की गई यथाप दूरी की गणना की जा सकती है।

(2) वायु की पारदर्शकता (transparency) जो मेघाच्छन्नता, धूल, आद्रता आदि के अनुसार बदलती रहती है। स्वच्छ मौसम वाले ग्रीष्म ऋतु के दिन जब सफरए गुणाक (Coefficient of Transmission) 0.5 के बराबर लिया जाता है, कुल आपतित सौर विकिरण का केवल 18% ही ध्रुवीय सतह पर पहुँच पाता है। इस स्थिति में अथ अक्षाणो पर सतहों द्वारा प्राप्त सौर ऊष्मा की मात्रा चित्र (11 1) के निचले वक्र से प्रदर्शित की गई है, मेघाच्छन्न दिनों में शोषण की मात्रा बहुत अधिक बढ़ जाती है। यही कारण है कि विषुव रेखीय तथा शीतोष्ण बर्तिका के चकवाती क्षत्रों में यह वक्र निम्नतम प्रदर्शित करता है।

11 14 कुल मिलाकर सौर विकिरण का जलवायु पर नियंत्रण सर्वाधिक महत्वपूर्ण है जो वायुमण्डलीय प्रभाव के बावजूद मुख्यत अक्षाणो के आधार पर ही प्रावर्तित होते हैं। विभिन्न जलवायु प्रकारों का अक्षाशा के आधार पर विभाजन इस प्रभाव की प्रमुखता का प्रमाण है। य प्रकार कुछ साम, तब ऊँचाई, जलीय भावटन तथा अथ शीतिक परिस्थितिया के कारण भी सशोषित होते रहते हैं।



11.15 वायुमण्डल का ऊष्मन तथा शीतलन

जैसा कि अध्याय 3 में स्पष्ट किया जा चुका है वायुमण्डल, सघु तरंगीय सौर विकिरणों के लिए अपेक्षाकृत पारदर्शी है। इस विकिरण का केवल 14% ही वायुमण्डलीय वाष्प कणों द्वारा शोषित हो पाता है। वाष्पकणों की सांद्रता के कारण इस शोषण का प्राधा भाग 2 किमी से निम्न वायु तहो में ही होता है। किंतु यह ऊष्मा स्वतः धरातलीय वायु तापमान स्थिर रखने के लिए विलकुल अपर्याप्त है। पृथ्वी की सतह, वायुमण्डल की अपेक्षा सौर विकिरण का अधिक शोषण करती है। सीधा विकिरण और प्रकीर्ण विकिरण दोनों मिलाकर वायुमण्डल के शीय पर कुल आपतीत सौर विकिरण का लगभग 51% पृथ्वी द्वारा आत्मसात् कर लिया जाता है। फलस्वरूप दिन में पृथ्वी की सतह सलग्न वायु तहो की अपेक्षा ऊष्ण होती है। सलग्न वायु तह संचालन द्वारा पृथ्वी से ऊष्मा प्राप्त कर गम हो जाती है। किंतु हवा की कुचालकता के कारण यह ऊष्मा, ऊँचे तहो की अत्यंत धीमी गति से ही स्थानांतरित हो पाती है। जब वायु राशियों की क्षतिज तथा आरोही गति तीव्र हो, तो नई वायु राशियाँ तप्त सतह के सम्पर्क में आकर ऊष्मा प्राप्त कर सकती हैं। इस प्रकार संचालन द्वारा वायुमण्डल का ऊष्मन, ग्रीष्म ऋतु के दिन के समय का प्रक्रम है, जो वायुमण्डलीय ऊष्मा संचार प्रक्रमों में बहुत छोटी भूमिका निभाता है।

इसी प्रकार सर्दियों की रातों में विशेषतः जब वायु धीमी और आकाश स्वेच्छ हो, संचालन द्वारा धरातल के सम्पर्क में वायु तहें शीतल होती जाती हैं, यह प्रभाव नमी की अनुकूल परिस्थितियों में कुहरा, ओस तथा पाला उत्पन्न कर सकता है।

वायुमण्डल की ऊष्मा का मुख्य स्रोत, पृथ्वी द्वारा दीर्घ तरंगों में बिखा गया विकिरण है। यह विकिरण मुख्यतः वाष्प कणों द्वारा शोषित कर लिया जाता है। यही कारण

है कि मेघाच्छन्न रातों गम, तथा रगिस्तानों की मेघ रहित रातों, प्रायः शीतल हानी है। वायु मण्डल द्वारा शीतल के वायुमण्डल भू विकिरण का लगभग 20% भाग, वायुमण्डल से वाहर चला जाता है। विकिरण के शीतल के पश्चात् वायुमण्डलीय वायु, स्वतः दीप तरंगों के रूप में विकिरण जनित करते हैं, जिनका एक भाग धरती पर चला जाता है और दूसरा भाग वायुमण्डल की विभिन्न तहों तथा धरातल द्वारा शोषित कर लिया जाता है। शीतल और विकिरण का यह प्रक्रम, श्रृंगलायक रूप में जारी रहता है, जिससे विकिरण धाराओं के अन्त प्रवाह उत्पन्न हो जाते हैं। इससे सम्मिलित परिणामस्वरूप पृथ्वी की ऊष्मा शून्य बन पड़ती जाती है।

रात्रि में जब सौर ऊष्मा अनुपस्थित होती है, पृथ्वी की सतह विकिरण द्वारा निरंतर ऊष्मा सोती जाती है। इसे धरातल और फलस्वरूप सलग्न वायु तहों का तापमान गिरने लगता है। प्रभावित अधिक विकिरण होने के कारण धरातल सलग्न वायु तहों में अधिक ठंडा होता है। अतः वायु उन्हें ठंड धरातल तथा ऊपर—दोनों ओर ऊष्मा का विकिरण करती है। यह प्रक्रम सदियों की सम्यो और स्वच्छ आकाश की रात्रि में विशेष प्रभावकारी होता है।

मेघाच्छन्न दिनों में सम्पूर्ण भू-विकिरण मेघों के आधार तल द्वारा शोषित कर लिया जाता है। इन मेघों द्वारा पुनः पृथ्वी की ओर विभिन्न तरंग दैर्घ्यों में विकिरण प्रारम्भ हो जाता है, जिनमें वे तरंग दैर्घ्य भी शामिल होते हैं जो स्वच्छ आकाश में सामान्य वायुकों से छन कर वायुमण्डल से वाहर चले गए होते हैं। फलतः निम्न तहों में रात्रि शीतलन का प्रभाव बहुत कम हो जाता है।

इसके अतिरिक्त वायुमण्डलीय ऊष्मन अथवा शीतलन में निम्नांकित प्रक्रम भी महत्वपूर्ण भूमिका निभाते हैं —

(1) वायुराशि के प्रसार से शीतलन तथा सकुचने से ऊष्मन होता है। यह प्रसार या सकुचन ऊर्ध्वधर गति के कारण हो सकता है। यह प्रक्रम बढ़ोत्तम होता है।

(2) जल वायु के सघनन से उत्पन्न गुप्त ऊष्मा द्वारा, वायुमण्डल का ऊष्मन होता है। बड़े पैमाने पर सघनन वायुमण्डलीय ऊष्मा के लिए एक महत्वपूर्ण स्रोत बन सकता है क्योंकि यह ऊष्मा वास्तव में पृथ्वी तल के तीन चौथाई भाग में स्थित सागर तलों पर पड़ने वाली सौर ऊष्मा है जो वाष्पीकरण द्वारा जलवाष्प में निहित होकर वायुमण्डल को प्राप्त होती है।

(3) वायु राशियों के ऊर्ध्वधर या क्षैतिज गति द्वारा, ऊष्मा का एक स्थान से दूसरे स्थान को स्थानान्तरण तथा अभिवहन। धरातलीय ऊष्मन के कारण गम वायु राशि, सवाहिनिक धाराओं द्वारा ऊपर उठ जाती है तथा अपेक्षाकृत शीतल वायु राशि इसके स्थान पर आकर ऊष्मा प्राप्त करती है, जो स्वयं गम होने के बाद उठ जाती है। इस प्रक्रम द्वारा वायुमण्डल को ऊष्मा प्राप्त होनी रहती है।

वायु राशियाँ अपनी क्षैतिज गति में तापमान का अभिवहन करती हैं। उष्ण कटिबंधी वायु राशियाँ दक्षिणी प्रवाह के साथ उच्च अक्षांशों में उच्च तापमान तथा ध्रुवीय हवाएँ उत्तरी प्रवाह द्वारा निम्न अक्षांशों में निम्न तापमान का अभिवहन करती हैं।

11 20 वायु तापमान

वायु तापमान, जलवायु का सर्वाधिक महत्वपूर्ण तत्त्व माना जाता है, जो उपयुक्त कारणों द्वारा नियंत्रित होता है। किसी समय के तापमान का तात्पर्य उस वायु तापमान से है जिसका माप मानक दशांशों में सूय या अथ उष्ण पदार्थ के विकिरण द्वारा जनित थ्रुटियो के लिए सावधानी रख कर लिया जाए। माध्य दैनिक तापमान वास्तव में हर घण्टे पर लिए गए 24 तापमानों का औसत है, किंतु सरलता के लिए 3 और 12 घण्टों जो एम टी (क्रमशः 8 30 और 17 30 घण्टी आई एस टी) पर लिए गये तापमानों या दैनिक उच्चतम तथा निम्नतम का औसत, माध्य दैनिक तापमान के रूप में लिया जा सकता है। माध्य मासिक तापमान महीने भर के माध्य दैनिक तापमानों का साधारण औसत है तथा माध्य वार्षिक तापमान 365 दिनों के माध्य दैनिक तापमानों का साधारण औसत है। किंतु सरलता के दृष्टिकोण से 12 महीनों के माध्य तापमान के औसत को ही माध्य वार्षिक तापमान मान लिया जाता है, जो लगभग वही परिणाम देता है। उष्णतम तथा शीतलतम महीनों के माध्य तापमानों का अन्तर, माध्य वार्षिक तापमान परिसर कहलाता है। किसी महीने के लिए माध्य उच्चतम तथा माध्य निम्नतम का अन्तर, माध्य दैनिक परिसर कहलाता है।

तापमान का भौगोलिक आवृत्तन समताप रेखाओं (isotherms) द्वारा प्रदर्शित किया जाता है। इसके लिए यह आवश्यक है कि उच्च स्थला पर स्थित स्टेशनो के तापमानों को तुलनात्मक बनाने के लिए, उन्हें माध्य समुद्र तल पर वायु दाब की भांति अवतरित कर लिया जाए। समताप रेखाएँ अक्षांशीय तथा जल-थल आवृत्तन के प्रभाव का संयुक्त रूप से निरूपण करती हैं।

किसी स्थान का औसत वायु तापमान जिन कारणों पर निर्भर करता है, उनमें ऊँचाई अक्षांश, समुद्र तट की दूरी, समुद्र का तापमान तथा स्थान का उद्भासन (exposure) मुख्य हैं। प्रति किमी ऊँचाई बढ़ने पर तापमान में लगभग 5.5°C का ह्रास होता है, जबकि प्रति अंश अक्षांश बढ़ने पर तापमान ह्रास लगभग 0.75°C पाया जाता है। यद्यपि ये आंकड़े विभिन्न ऋतुओं तथा सतह के विभिन्न भागों के लिए बहुत परिवर्तनशील हैं, किंतु इनसे तापमान पर ऊँचाई के प्रभाव की प्रमुखता स्पष्ट है।

11 30 अथ जलवायु तत्त्वों का संक्षिप्त विवरण निम्नांकित है —

11 30 वायुमण्डलीय आद्रता

यह वायुमंडल में उपस्थित जल वाष्प की मात्रा व्यक्त करती है। शुष्क और आद्र अल्प तापमानों का अंतर इसका एक मुख्य माप है। आद्रता की मात्रा वायु गति और तापमान के उच्चावच से अत्यधिक प्रभावित होती है। अतः जलवायु विज्ञान के अध्ययन में सापेक्ष आद्रता का मानचित्र बहुत ही कम प्रयुक्त होता है, इसके स्थान पर हमें परिसरामी तत्त्वों, जैसे मेघाच्छन्नता तथा वर्षा का अध्ययन करना अधिक लाभप्रद पाया गया है।

जलवायु के लिए जलवाष्प का महत्त्व निम्नांकित कारणों से स्पष्ट है —

(1) यह वर्षा तथा अन्य वायुमण्डलीय घटनाओं का आधारभूत तत्त्व है। (2) भू विकिरण के अवशोषण के कारण तापमान नियंत्रण में मुख्य भूमिका निभाता है। (3) वाष्प कणों में गुप्त ऊष्मा संग्रहीत रहती है, जो सघनन प्रक्रमों में प्रकट हो जाती है। यही ऊष्मा तूफानों, चक्रवातों तथा वायुमण्डल के क्षयामित्व का कारण बनती है। (4) यह संदेव तापमान पर प्रभाव डालती है तथा वायुमण्डल की धारामदायकता नियन्त्रित करने में महत्त्वपूर्ण भूमिका निभाती है।

जल वाष्प का प्रमुख स्रोत सागरों से होने वाला वाष्पीकरण है। कुछ वाष्प नम भूमि तथा जलाशयों के वाष्पीकरण तथा वनस्पतियों के वाष्पोत्सर्जन से भी प्राप्त होती है। सामान्यतः महासागरों से होने वाला वाष्पीकरण महाद्वीपों के वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन से अधिक होता है, किन्तु 10°उ से 10°द अक्षांशों के बीच अधिक वर्षा तथा वनस्पतियों की सघनता के कारण महाद्वीपों से अधिक जल वाष्प वायुमण्डल को प्राप्त होता है।

प्राकृतिक हवा को शीतल करके शीतल करने से सघनन (द्रव-रूप) तथा उससे और निम्न तापमान तक शीतल करने से उच्चपातन (ठोस रूप) होता है। सघनन शीतलन की मात्रा तथा सापेक्ष आद्रता पर निर्भर करता है। भूमि तल के पास सघनन झोस, पाला तथा कुहरा जनिता करते हैं, जबकि उच्चतर वायु तहों में दृढोष्म शीतलन के कारण सघनित जलवर्षण, मेघ उत्पन्न करते हैं। कपासी समूह के मेघ प्रायः धरातलीय ऊष्मन के कारण जनिता होते हैं। फलतः वे दोपहर बाद ही अधिकतम हो पाते हैं जबकि स्तरीय समूह के मेघों के लिए वायुमण्डल का स्थायित्व एक अनुकूल परिस्थिति है, जिससे उनका अधिकतम प्रभात में तथा निम्नतम दोपहर को पाया जाना स्वाभाविक है।

मेघाच्छन्नता की मात्रा साधारणतः वर्षा पटिका के समान्तर ही पृथ्वी पर आवृत्त रहती है।

11.32 वर्षा

तापमान के बाद दूसरा महत्त्वपूर्ण जलवायुविक तत्त्व वर्षा है, क्योंकि कृषि और वनस्पतियाँ, जो जीवन यापन के मूलभूत साधन हैं, वर्षा पर ही प्रमुख रूप से आश्रित पाई जाती हैं। जलवायुविक उद्देश्यों के लिए वर्षा के मासिक तथा वार्षिक औकड़ों के प्रतिरिक्त (1) वर्षा युक्त दिनों की संख्या (वह दिन जब कुल वर्षा 2.5 मिमी से अधिक हुई हो), (2) प्रतिदिन, प्रति घण्टा तथा और अल्प समयों के लिए उच्चतम वर्षा की दर तथा (3) प्रतिदिन की औसत वर्षा (माध्य वार्षिक वर्षा / वर्षा-युक्त दिनों की संख्या) के औकड़े भी महत्त्वपूर्ण हैं। इनसे वर्षा तीव्रता (Precipitation intensity) का माप प्राप्त होता है।

निम्न अक्षांश में अवैज्ञानिक अल्पावधि की, किन्तु अधिक भूमलाधार वर्षा पाई जाती है, जबकि मध्य अक्षांशों में वर्षा की तीव्रता कम होती है। वर्षा की तीव्रता अर्थात् और वाष्पीकरण को प्रभावित करती है, अतः प्रभावनकारी वर्षा (effective rainfalls), जो हमारे कार्यों में वास्तविक रूप से प्रयुक्त होती है, की धारणा महत्त्वपूर्ण है। अधिक तीव्रता-युक्त अल्पावधि की वर्षा कृषि के लिए उतनी उपयुक्त नहीं, जितनी मध्य तीव्रता की सम तथा

दीर्घाविधि वर्षा होती है। प्रभावकारी वर्षा वाष्पीकरण और प्रवाह के कारण वास्तविक वर्षा से बहुत भिन्न होती है। यह वर्षा के समय और उपयोगिता पर भी निर्भर करती है। उदाहरण के लिए, बम्बई मानसून महीने में 200 सेमी के लगभग वर्षा प्राप्त करता है, जिसका अधिकांश भाग अनुपयोगिता के कारण व्यर्थ चला जाता है। वर्षों के अन्तर्गत महीने में यह क्षेत्र प्रायः सूखा ही रहता है। पश्चिमी आस्ट्रेलिया में उचित समय पर 25 सेमी की वर्षा भी गेहूँ की अच्छी फसल तैयार हो जाती है, जबकि इससे बहुत अधिक वर्षा वाले क्षेत्रों में, वर्षाकाल की अनुपयुक्तता के कारण, फसल ठीक नहीं हो पाती।

11 33 इकाई क्षेत्र पर छोटे वायु स्तम्भ में स्थित कुल वाष्प की मात्रा, अवक्षेपीय जल (Precipitable water-w) कहलाती है। कम तापमान पर वायुमण्डल के वाष्प-समूह करने की क्षमता घट जाने से w का मान साधारणतः उच्च अक्षांशों की ओर घटता जाता है। प्रायः निम्न अवक्षेपीय जल कम वर्षा का परिचायक होता है, किन्तु कुछ शुष्क क्षेत्रों में उच्च w के बावजूद बहुत कम वर्षा उत्पन्न होती है। यह संभवतः उन क्षेत्रों पर प्रचलित अतलन प्रवाह के कारण होता है जो वर्षा उत्पन्न करने की क्रियाविधि को धीरे-धीरे बना देता है। इसके विपरीत, वातावरण प्रक्रियाओं के कारण मध्य अक्षांशों के वायुमण्डल में कम अवक्षेपीय-जल रहते हुए भी अच्छी वर्षा हो जाती है, क्योंकि ये प्रतिव्याप्त वाष्प संचयित कराने की क्रियाविधि बहुत सक्रिय बना देती हैं।

माध्य दैनिक अवक्षेपण तथा औसत अवक्षेपीय जल का अनुपात अवक्षेपण क्षमता कहलाती है, जो साधारणतः प्रतिशत में व्यक्त की जाती है। यह क्षमता 0 से 10° उ अक्षांश में अभिसरण क्षेत्र तथा मध्य अक्षांशों में वातावरण प्रक्रियाओं के कारण अधिकतम पाई जाती है।

11 40 महासागरीय ड्रिफ्ट और धाराएँ (Ocean Drifts and Currents)

वायु राशियों की भाँति महासागरीय जल राशियाँ ड्रिफ्ट तथा धाराओं के साथ प्रवाहित होते हुए, अपने साथ तापमान आद्रता आदि जलवायुविक तत्वों को एक स्थान से दूसरे स्थान को अभिवहित करती हैं, जो तटीय क्षेत्रों की जलवायु को पर्याप्त मात्रा में प्रभावित करते हैं। जल राशियाँ का सतही प्रवाह, जो प्रायः वायु तापमान आद्रता आदि जलवायु तत्वों के विपर्यास से ही जनित होता है, ड्रिफ्ट कहलाता है। अपेक्षाकृत तीव्र गति से काफी गहराई के अन्दर बहने वाली उष्ण या शीतल जल राशियाँ धाराएँ कहलाती हैं। महासागरीय जल राशियों की गति के मुख्य दो कारण हैं—(1) वायु गति का जल सतह पर घपण प्रभाव, जिसके कारण प्रचलित वायु दिशा में सतही जल राशि मन्द गति से बहने लगती है; (2) तापमान और लवणता (Salinity) की विभिन्नता के कारण जल-राशियों के अन्दर उत्पन्न घनत्व विपर्यास, जो साधारणतः गहराई की तहों में क्षैतिज तथा ऊर्ध्वाधर गति जनित कर देता है। तापमान का प्रभाव लवणता की अपेक्षा बहुत अधिक पाया जाता है।

उच्च अक्षांशों का महासागरीय जल, ठण्डा होने के कारण अधिक घनत्व का होता है। अतः ध्रुवीय क्षेत्रों तथा निम्न अक्षांशों के बीच जल-राशियों का निरन्तर विनिमय हुआ करता है। इस ताप जनित प्रवाह में लवणता विपर्यास के कारण और जटिलता आ जाती है।

उपोष्ण कटिब धी प्रतिचक्रवात से प्रवाहित सागरो मे, जहाँ वर्षा कम तथा वाष्पीकरण अधिक होता है प्राय लवणता अधिक पाई जाती है, जिससे वहाँ जल राशि का घनत्व कुछ बढ़ जाता है। फलन सतही जल का निम्नतर जल तहो मे अवतलन पाया जाता है।

निम्न अक्षाणो से ध्रुवा की ओर बहने वाली जल राशियाँ अपेक्षाकृत गम तथा ध्रुवा से निम्न अक्षाणो की ओर बहने वाली धाराएँ आस-पास की जल-राशियो से ठण्डी होती हैं। 40 अंश अक्षाण से विपुवत् रेखा तक के क्षेत्र मे उष्ण जल धाराएँ प्राय महादीपो के पूर्वी तटो तथा ठण्डी धाराएँ पश्चिमी तटो के समानातर बहती हैं। इस परे के अक्षाणो म धाराओ का विपरीत प्रवाह तटो के समानातर पाया जाता है।

दोनों उष्ण कटिब धा की व्यापारी हवाएँ सागरो मे झिपट उत्पन्न करती हैं, जो विपुवत् रेखा के पास अभिसरित होकर उत्तरी और दक्षिणी विपुवत् रेखीय धाराओ के रूप म पश्चिम की ओर गति करती हैं। दोनों धाराएँ पूरे क्षेत्र मे एक-दूसरे से लघु विपरीत धाराओ (Minor Counter Currents) द्वारा अलग रहती हैं, जो महासागरो के पूर्वी भागो के विपुवत् रेखीय क्षेत्रो मे उत्पन्न होती है। स्रोत क्षेत्रो की विशेषताओ के कारण, महासागरो के पूर्वी भागो मे धाराएँ अपेक्षाकृत ठण्डी होती हैं तथा पश्चिमी गति के दौरान, उत्तरी विपुवत् रेखीय धारा उत्तर की ओर तथा दक्षिणी धारा दक्षिण की ओर मुड़ जाती है। चूँकि अब इनकी गति उष्ण से शीतल क्षेत्रो की ओर होती है अत ये आस पास की जल राशियो की अपेक्षा गम रहती हैं। लगभग 40 अंश उत्तरी और दक्षिणी अक्षाणो के पास प्रचलित पश्चिमी वायु प्रवाह के सम्पर्क मे, ये धाराएँ पूव की ओर मुड़ जाती हैं। यही धाराएँ पुन व्यापारी हवाओ के प्रवाह मे आगे चलकर दक्षिण की ओर गति करने लगती हैं।

उत्तरी अटलांटिक मे प्लोरिडा तट से पूर्वोत्तर की ओर मुड़ने वाली विपुवत् रेखीय धारा, तट रेखा की सरचना के कारण तीव्र रूप से विकसित होती है क्योंकि इसम दक्षिणी विपुवत् रेखीय धारा भी ब्राजील तट स मुड़ कर अगत सम्मिलित हो जाती है। यही प्लोरिडा धारा आग चलकर विरयात गल्फस्ट्रीम नामक उष्ण धारा के रूप म नाव तथा उत्तरी ह्म के तटो तक पहुँचती है। उत्तरी पश्चिमी यूरोप की सधियाँ इसी धारा के प्रभाव म अपेक्षाकृत गम रहती हैं। पश्चिमी प्रवाह के अन्तगत इस धारा द्वारा पर्वत उष्ण जल राशि यूरोप के आन्तरिक प्रदेशो मे पहुँचती है।

दोनों गोलार्द्धो म विपुवत् रेखीय धाराएँ, उनका रेखाशिक प्रवाह, पश्चिमी वायु प्रवाह के क्षेत्र म उनका पूव की ओर प्रसार तथा पुन दक्षिणी की ओर गति मिलकर धाराओ का प्रतिचक्रवाती बहद बोजिका बनाते हैं। पश्चिमी वायु प्रवाह क्षेत्रो स पर दोनों गोलार्द्धो म सागरीय धाराएँ छोटी और चक्रवाती भवरा के रूप म जनित होती हैं, ये सेन्टोडोर धाराएँ कहलानी हैं।

निम्न अक्षाणो म उन पश्चिमी तटा (वेरू, दक्षिणी कलिफोर्निया, दक्षिणी-पश्चिमी अफ्रीका उत्तरी चिली आदि) म जो उपोष्ण कटिब-धी प्रतिचक्रवाता के पूर्वी गिर पर स्थित हैं धाराएँ विपुवत् रेखा की ओर बहती हैं। कारिबानिम वन के कारण इन धाराओ

की, तट से दूर विचलित होने की प्रवृत्ति पाई जाती है। सतही जल के इस अपसरण के फलस्वरूप नीचे से ठण्डी तथा ताजी जल राशियाँ तट के पास उठती रहती हैं। इसे अपवर्लिंग (upwelling) कहते हैं। यह प्रक्रिया तटीय क्षेत्रों का तापमान घटाने तथा आद्रता बढ़ाने में सहयोग देती है।

11 41 एशिया को प्रभावित करने वाली धाराएँ

सम्पूर्ण एशिया का एक बहुत छोटा भाग ही सीधे तौर पर महासागरीय प्रवाह से प्रभावित हो पाता है। फिलीपाइन द्वीप समूहों के पास उत्तरी विषुवत् रेखीय धारा उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ जाती है और तटीय क्षेत्रों के पास अत्यन्त उष्ण जल राशि अभिवहित करती है। फलस्वरूप सागर सतह का तापमान बढ़ जाता है। यही वह क्षेत्र है, जहाँ अधिकतम सख्या में चक्रवात जनित होते हैं। दक्षिणी विषुवत् रेखीय धाराएँ 'यूगिनी तट' के पास दक्षिण की ओर मुड़ती हैं। इस स्थान पर जल सतह का तापमान वष भर प्रायः 28°C के आस-पास पाया जाता है। उत्तरी पूर्वी प्रशान्त महासागर में, क्यूराशियो नामक उष्ण धारा प्रवाहित होती है जो फारमोसा के पास उत्तरी विषुवत् रेखीय धाराओं के सम्बद्ध होकर मुड़ने से जनित होती है तथा वहाँ से उत्तर को ओर बढ़ते हुए जापान के समीप से पूर्व की ओर मुड़ जाती है। यह धारा 40° उत्तरी अक्षांश के लगभग समान्तर उत्तरी अमेरिका के पश्चिमी तट तक पहुँचती है। इस धारा की एक शाखा जापान सागर में प्रवेश करती है, जो पश्चिमी तटों पर अत्यधिक उष्ण जल राशि का आघात करती है, जिसके कारण वहाँ की सर्दियाँ मृदु बन जाती हैं। यह धारा शीतकालीन स्थायी वायु राशि को भी सशोधित करने की चेष्टा करती है।

ओयाशियो, जो एल्यूशियन नामक सद धाराओं की एक शाखा है, पूर्वी एशिया के तटों के पास उत्तर से दक्षिण की ओर प्रवाहित होती है, जो सर्दियों में वियतनाम तक ठण्डी जल राशियाँ अभिवहित करती रहती हैं। 40 अंश उत्तरी अक्षांश के पास ओयाशियो दो भागों में विभक्त हो जाती है। पहला भाग उत्तरी जापान के पास क्यूरोशियो में जाकर मिल जाता है, जिससे वहाँ तीव्र तापमान प्रवणता जनित होती है। दूसरा भाग तट रेखा के समान्तर दक्षिण की ओर बहता रहता है। एशिया के पूर्वी तटों पर विशेषतः निम्न अक्षांशों में, सर्दियों में व्यापक रूप से कुहरा उत्पन्न करने में इन धाराओं का महत्वपूर्ण योगदान रहता है।

भारतीय सागरों पर वायु प्रवाह चूँकि सर्दियों और गर्मियों में एक-दूसरे से ठीक विपरीत होता है (सर्दियों में उत्तरी-पूर्वी तथा गर्मियों में दक्षिणी-पश्चिमी), अतः सागरीय ड्रिफ्ट में भी सगत ऋतुनिष्ठ (seasonal) परिवर्तन पाया जाता है। सर्दियों में सागर सतह का तापमान दक्षिण की ओर बढ़ता जाता है। गर्मियों में बंगाल की खाड़ी तथा अरब सागर के अधिकांश क्षेत्रों में यह तापमान 27°C से अधिक रहता है। तापमान निम्नतम अदन की खाड़ी के आस-पास अपवर्लिंग के कारण पाया जाता है।

11 42 महासागरीय धाराओं का जलवायु पर प्रभाव

(1) उष्ण तथा उपोष्ण कटिब धी महाद्वीपों के पश्चिमी तट, ठण्डी जल-राशियों के प्रभाव क्षेत्र में आने के कारण अपेक्षाकृत ठण्डे होते हैं तथा उनका दैनिक एवं वार्षिक तापमान

परिसर भी कम पाया जाता है। शीतलता के कारण बुहरे उत्पन्न हो सकते हैं, यद्यपि वे क्षेत्र प्रायः शुष्क होते हैं।

(2) शीतोष्ण कटिबंधों तथा उच्च अक्षांशों के पश्चिमी तट, उष्ण जलधाराओं के प्रभाव क्षेत्र में हैं। अतः वहाँ नम महासागरीय जलवायु प्रमुख रहता है। मृदु सर्दिया, ठण्डी गर्मिया, तथा अधिक वर्षा इस जलवायु की विशेषताएँ हैं।

(3) उष्ण तथा उपाष्ण कटिबंधों के पूर्वी तटों के समान्तर उष्ण धाराएँ बहती हैं, जो वहाँ की जलवायु उष्ण तथा भारी वर्षा युक्त बनाने में सहायक होती हैं। इन्हीं धाराओं के कारण प्रायः उपोष्ण कटिबंधों प्रति चक्रवातों के पश्चिमी सिरे अस्थायी होते हैं।

(4) मध्य अक्षांशों का दक्षिणी पूर्वी तट जो पवन शृंखलाओं के अनुवर्ती भागों में पड़ता है उष्ण धाराओं के निवृत्त स बहने पर भी महाद्वीपीय जलवायु से प्रभावित रहता है। अतः वहाँ ठण्डी सर्दिया तथा तप्त गर्मियाँ पाई जाती हैं।

(5) उच्च अक्षांशों के पूर्वी तटों पर ठण्डी जलधाराओं के कारण शीघ्र ऋतु प्रायः ठण्डी पाई जाती है।

(6) कुछ धाराएँ वातावरण विक्षोभ उत्पन्न करने में सहायक होकर, परोक्ष रूप से जलवायु पर प्रभाव डालती हैं। उत्तरी अमरिका और एशिया के पूर्वी तटों के समान्तर उत्तर की ओर बहने वाली उष्ण धाराएँ मध्य अक्षांशों में गर्म जल राशियाँ अभिवर्तित करती हैं। इनसे उत्पन्न ऊर्जा वातावरण विकास में योग देती है। चूँकि पश्चिमी किनारे सामान्यतः निम्न अक्षांशों की ओर बहती शीतल जल धाराओं के सम्पर्क में रहती हैं, अतः महाद्वीपों पर तीव्रताप विपर्यय क्षेत्र उत्पन्न हो जाता है। इस विपर्यय क्षेत्र में वातावरण विक्षोभ जनित होने के लिए अनुकूल परिस्थितियाँ पाई जाती हैं।

11 50 वायु राशियाँ एवं हवाएँ—भूमिका

लगभग 75 वर्ष पूर्व मौसम पूर्वानुमान के लिए वायुमण्डलीय अध्ययन का वैज्ञानिक दृष्टिकोण अपनाया गया। तब से इस दिशा में निरन्तर प्रगति होती गई। किन्तु मौसम विज्ञान का अर्थ शास्त्रात्मक न वैज्ञानिक दृष्टिकोण अभी भी बिल्कुल प्रारम्भिक अवस्था में है। जलवायु विज्ञान, वर्तमान स्थिति में मुख्यतः मौसम आकृष्टों का सांख्यिकीय अध्ययन है जिसमें भौतिक कारणों का अध्ययन का समावेश नहीं किया गया है। वायुमण्डल के भौतिक तथा गतिशील अवस्था का जलवायु पर महत्वपूर्ण प्रभाव को सांख्यिकीय रूप से मिलाकर, हाविज एवं आस्टिन तथा केडम ने पहचाना तथा जलवायु विज्ञान की अपनी पाठ्य-पुस्तकों में वायु राशियों के सम्बन्ध में अनेक जलवायु तत्वों की व्याख्या की। वायु राशियों की धारणा बजरान (1930) द्वारा विकसित की गई जिसके अनुसार भूमि या सागर के विस्तृत समतल पर जहाँ वायु गति मन्द हो, वायु दैर्घिक रूप से सम होने की प्रवृत्ति रखती है। द्रोत क्षेत्रों पर पर्याप्त समय तक स्थिर रहने के उपरान्त जब वे वायु राशियाँ दूसरे धरातलों पर गति करती हैं तो वहाँ के मौसम को प्रभावित करने के साथ साथ स्वयं समोद्यत होती रहती हैं। सन् 1940 में पेटर्सन ने वायु राशियों की तथीय धारणा का अध्ययन किया तथा धीमे और शीतकाल में उत्तरी गोलार्ध की विभिन्न वायु राशियों का भौतिक मानचित्र तैयार किया।

वायुराशियों की व्यापक परिभाषा का अभाव, वातावरण मौसमों के अध्ययन तथा ऊर्णाधर गति के आकलन में यथाय विधिया की क्लिष्टता के कारण वायुराशि की धारणा का जलवायु विज्ञान में उपयोग प्रायः कठिन होता है। समकालीन मौसम विज्ञान (synoptic meteorology) की विधियों द्वारा विस्तारित मानचित्रों से वायु राशि धारणा का कुछ लाभप्रद उपयोग हो सकता है। जलवायुिक दीर्घकालिक परिवर्तनों के भौतिक कारणों की व्याख्या करना तथा दीर्घविधि मौसम पूर्वानुमान विधियों में सन्धिय योगदान देना जलवायु विज्ञान का एक महत्वपूर्ण कार्य है। किन्तु वर्तमान जलवायु विज्ञान की क्रियाविधि तथा अनुसंधानों में यह क्षमता अभी नगण्य है।

11.51 स्थायीयत् दाब प्रणालियाँ और वायु प्रवाह

दाब, यद्यपि सीधे रूप में जलवायु का तत्त्व नहीं है तथापि मौसम तथा वायु प्रवाह उत्पन्न करने में यह अत्यन्त महत्वपूर्ण भूमिका निभाता है, जिसका विवरण पिछले अध्यायों में दिया जा चुका है। वायु प्रवाह सदैव तापमान को कम करता है तथा वाष्पीकरण को बढ़ाने की प्रवृत्ति रखता है। सागर तलों पर वायु प्रवाह अधिक अपरिवर्ती (steady) और तीव्र होता है जबकि भूमि तल पर घणत्व प्रभाव के कारण हवा की विश्वसनीयता (Reliability) बहुत घट जाती है।

थल और जल भाग के ऊष्मण विपर्यास के कारण, दाब प्रणालियाँ जन्म लेती हैं, जिनके प्रभाव में धीमे और शीत मानसून धाराएँ बहा करती हैं। लेकिन मानसून धाराएँ उन्हीं क्षेत्रों पर उभर पाती हैं, जहाँ जल और थल का विपर्यास इतना तीव्र हो कि उमके द्वारा उत्पन्न हवाएँ व्यापक भू मण्डलीय प्रवाह को विच्छिन्न कर सकें। भारतीय मानसून इसका सर्वोत्कृष्ट उदाहरण है, जिसका विवरण अध्याय 14 में किया गया है।

वायु राशियाँ अपनी गति के दौरान विविध मौसम तत्त्वों का अभिवहन करते हुए, उस स्थान के जलवायु को प्रभावित करती हैं, जहाँ से वे गुजरती हैं। इस बीच प्रतिक्रिया के फलस्वरूप वे स्वयं संशोधित होती रहती हैं। भू मण्डल पर धरातलीय वायु प्रवाह, अनेक कारणों से प्रभावित होने के कारण, अत्यन्त क्लिष्ट प्रणाली प्रस्तुत करता है किन्तु जनवरी और जुलाई के मध्य दाब स्थितियों तथा परिणामी माध्य प्रवाह में जो नियमितता पायी जाती है, उसके फलस्वरूप निम्नांकित वायु पैटर्नएँ प्रमुख हैं —

(1) व्यापारी हवाएँ—दोनों गोलार्धों के उपोष्ण कटिबन्धी चक्रवातों से पूर्व की ओर बहने वाली ये हवाएँ विषुवत् रेखा पर अभिसरित होती प्रतीत होती हैं। सागरीय क्षेत्रों पर गति और दिशा में व्यापारी हवाएँ, सागर का सबसे अपरिवर्ती प्रवाह है। दक्षिणी गोलार्ध के महासागरो में 75% अवसरों पर यह द द पू, द पू या पू द पू दिशा और 15 से 30 किमी प्रति घण्टा की गति से बहती हुई पाई जाती है।

(2) मध्य अक्षांशीय पश्चिमी प्रवाह—उपोष्ण कटिबन्धीय प्रतिचक्रवातों से उप-ध्रुवीय स्थायीयत् निम्नदाब की ओर ये हवाएँ अपेक्षाकृत तेजी से प्रवाहित होती हैं, जिनका प्रमुख अवयव प्रायः पश्चिमी पाया जाता है। उप ध्रुवीय निम्न दाबों की धीरगता तथा स्थान परिवर्तन के कारण यह प्रवाह बहुत परिवर्तनशील रहता है। उत्तरी गोलार्ध में पश्चिमी प्रवाह

गर्मियों में अपक्षायत अधिक अपरिवर्ती पाया जाता है क्योंकि इस ऋतु में उप ध्रुवीय निम्न दाब निश्चित पेटिका के रूप में दृढ़ता से स्थापित हो जाता है। सर्दियों में जब महाद्वीपों पर उच्चदाब क्षेत्र तथा सागर में आइस लैंडिंग और एल्यूनिशियन निम्नदाब प्रमुख होते हैं, तो पश्चिमी प्रवाह कई कोशिकाओं में टूट कर विच्छिन्न हो जाता है। इसी ऋतु में जनित होने वाले वातावरण विक्षोभ भी पश्चिमी प्रवाह को विक्षोभित करने में सहायक होते हैं।

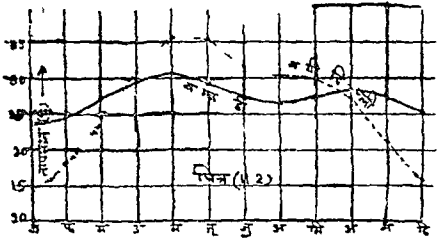
दक्षिणी गोलार्ध में थल भागों का अवरोध न होने के कारण, पश्चिमी प्रवाह नियमित और तीव्र होता है। तीव्र प्रवाह के कारण ही 40° द० अक्षांश गजता चालीमा कहलाता है।

(3) ध्रुवीय पूर्वी हवाएँ—ध्रुवीय प्रतिचक्रवातों से उपध्रुवीय निम्नदाबों तक पूर्वी अवयव से बहता हुआ, यह एक तुच्छ (shallow) प्रवाह है। धार्कटिक सागर के चारों ओर थल भागों के अवरोध के कारण ध्रुवीय हवाओं का बहिर्वाह बहुत उलझाव-पूर्ण हो जाता है।

11 52 जल और वायु का आवटन

दाब और वायु प्रवाह के प्रमुख नियंत्रक के रूप में, जल और थल आवटन का विवरण पहले दिया जा चुका है। अतः जलवायु पर इनका महत्वपूर्ण प्रभाव स्पष्ट है। भौतिक गुणों के कारण जल, थल की अपेक्षा ऊष्मा के लिए अधिक सरक्षी है, जिसके फल स्वरूप जल राशियाँ थल की अपेक्षा दूनी गति से गम और ठण्डी होती है। तापमान का यह मृदुकारक (माडरेटिंग) प्रभाव प्रचलित वायु प्रवाह द्वारा आन्तरिक भागों तक ले जाया जा सकता है। महासागरीय क्षेत्रों के तटीय भू भागों में वर्षा, तापमान, दाब और वायु प्रवाह जलीय वायु राशियों से प्रभावित होकर, आन्तरिक भागों के जलवायु से पर्याप्त विपर्यास पैदा कर देती है। महाद्वीपीय क्षेत्र, तटीय क्षेत्रों की अपेक्षा अधिक वार्षिक तापमान परिसर रखते हैं। वे तटीय क्षेत्र अधिकतम वर्षा और आद्रता प्राप्त करते हैं, जहाँ वायु प्रवाह महासागरीय से सीधा सतह की ओर रहता है। महासागरीय जलवायु की वर्षा पक्की अनुकूलता पर भी निर्भर करती है। अनुकूल परिस्थितियों में वर्षा प्रायः बर भर होती रहती है। आन्तरिक भागों की ओर तटीय वर्षा में एकाएक कमी आ जाती है। महाद्वीपों की वर्षा अधिकतर ग्रीष्मकालीन होती है।

तापमान का दैनिक चलन, सागर सतह पर नगण्य होता है। वार्षिक परिसर भी कम होता है, जो उष्ण कटिब धो में 7°C तथा मध्य अक्षांशों में 15°C से कम पाया जाता है। इससे अधिक परिसर उन्हीं क्षेत्रों में देखा जाता है, जहाँ महासागरीय धाराओं की सीमा का उतार चढ़ाव पाया जाता है। अतः जल सतह के ऊपर वायु तहों में तापमान का चलन बहुत कम होता है। महाद्वीपीय क्षेत्रों में भी यह चलन कम होता है। तटों पर दैनिक और वार्षिक तापमान उच्चतम तथा न्यूनतम अपेक्षाकृत दूर से स्थापित हो पाता है। दिल्ली (आन्तरिक महाद्वीप) तथा बम्बई (तटीय) स्टेशनों के मासिक तापमान चित्र (11 2) में अंकित किए गए हैं जिनसे तापमान पर महासागरीय और महाद्वीपीय प्रभावों का विपर्यास स्पष्ट दृष्टिगोचर होता है।



1160 स्थानीय प्रभाव

भोल तथा अय छोटे जलाशय भी समीप के जलवायु को मृदु बनाने का साधुपातिक प्रयास करत हैं। उत्तरी अमेरिका की बडी भोलें जनवरी मे पर्याप्त ऊष्मा प्रदान करती हैं, जिनसे शीत तरंगों की प्रखरता बहुत कम हो जाती है तथा पाले रहित ऋतु की अवधि अपेक्षाकृत अधिक पाई जाती है। कॅन्सीयन और विक्टोरिया भोल क्षणों मे दैनिक जल तथा थल समीर का प्रवाह पर्याप्त रूप से प्रभावकारी होता है। इन क्षेत्रों मे इस प्रभाव के कारण माद्र ता और वर्षा में भी यथाय वृद्धि पाई गई है।

उच्च भक्षाशो मे, जहाँ जलाशय और भोलें प्रायः जम हुए अवस्था मे होते ह, जलीय प्रभाव कम हो जाता है। इन प्रदेशो मे सदियों लम्बा हो जाती है तथा बसत ऋतु देर से धाती हैं। तुपार से ढके क्षेत्रों मे वार्षिक तापमान परिसर बहुत अधिक पाया जाता है।

1161 स्थानीय जलवायु पर स्थलाकृति तथा अय छोटे लक्षण (feature) भी महत्वपूर्ण प्रभाव डालते हैं। इन लक्षणों के कारण स्थानीय प्रवाह, जगह जगह विभिन्न विशेषताएँ उत्पन्न कर देता है। पर्वतो से सम्बन्धित वायु धाराओं का विवरण पहले दिया जा चुका है। घाटियों तथा बेसिन मे, जहाँ वायु राशि पर्याप्त समय तक रुक हो जाती है, आघार तल के गूण, ग्रहण कर लेती है। आमूर बेसिन और साइबेरिया में पर्वतो के बीच अत्यंत शीतल हवा पर्याप्त समय तक रहती है, जो 44° उत्तरी भक्षाश पर हिमाक स कई अश नीचे तक का जनवरी तापमान प्रदर्शित करती है।

1162 अपेक्षाकृत कम महत्वपूर्ण जलवायु नियंत्रकों मे मूमि की संरचना और प्रकृति का नाम लिमा जा सकता है। गहरे रंग की मिट्टी हल्के रंग की मिट्टी से अधिक ऊष्मा शोषित करती है, अतः दिन मे अपभाऊन गम रहती है। यह विभिन्नता वायु प्रवाह पर भी प्रभाव डालती है। शुष्क मिट्टी और रेत, विशिष्ट ऊष्मा कम होने के कारण अधिक तापमान परिवर्तन प्रदर्शित करती है, जबकि नम मिट्टी ऊष्मन और शीतलन के लिये अधिक सरक्षी होती है, मिट्टी की उबरकना भी परोक्ष रूप मे जलवायु को प्रभावित करती है। घाम के

मैदान तथा वनस्पतिगर्ण मृदम जलवायु क्षेत्र के तापमान, वायु, वर्षा तथा छाद्रता पर महत्वपूर्ण प्रभाव डालती हैं, जिनका विवरण इसी अध्याय में प्रयत्न दिया गया है।

11 63 यो तो जलवायु पर ही जनगणियों का प्रचार और गणनता निर्भर करती है, किंतु विचसित वन क्षेत्र भी स्थानीय जलवायु पर महत्वपूर्ण नियंत्रण रखत है। य वाष्पात्सजन द्वारा छाद्रता बनाकर वर्षा की क्षमता में वृद्धि उत्पन्न कर सकते हैं। तापमान पर मृदुनता (moderating) तथा वायु गति पर अवरोध प्रभाव भी स्थानीय पैमाने पर व्यापक रूप में पाया जाता है।

11 70 ऊँचाई

किमी स्थान की समुद्र तल से ऊँचाई तथा उसका उदभासन (exposure) वहाँ का जलवायु नियंत्रित करने में महत्वपूर्ण सागठान करते हैं। पर्वतीय क्षेत्रों में भी ऊँचाई तथा उदभासन के कारण भिन्न भिन्न मौसम परिस्थितियाँ पाई जाती हैं। घाटी या पठार की जलवायु शिखर की जलवायु से भिन्न होगा। एक ही पर्वत का पर्वनाभिमुखी ढाल अनुवर्ती भाग में, वर्षा तथा तापमान की दृष्टियों में बहुत असमानता हाती है। इन परिस्थितियों अलग अलग अक्षांशों पर भी भिन्न भिन्न होती हैं।

(1) ऊँचाई के साथ दाब का तेजी से गिरना, उच्च स्थानों पर जीवन यापन की कठिनाइयाँ बढ़ा देता है। यो तिब्बत तथा बोलिवियन एंडीज पर लोग लगभग 5 किमी की ऊँचाई पर रहते हैं किंतु 3 किमी में अधिच ऊँचाई वाले क्षेत्रों में अनेक बीमारियाँ, कमजोरी, थकान तथा काय करने की असमर्थता बहुत सामान्य है।

(2) जल वाष्प, धूल तथा मेघ आदि शोषक व परावर्तक तत्वों की अनुपस्थिति के कारण सौर ऊष्मा की तीव्रता, पर्वतीय ढाल पर ऊँचाई के साथ बढ़ती जाती है। एक अनुमान के अनुसार, ग्रीष्म अयनांत के दिन तिब्बत के पठार को, सलग्न भारतीय क्षेत्रों की अपेक्षा डेढ़ गुना ऊष्मा प्राप्त होती है। अधिक ऊँचाइयों पर अल्पा वायुमंडल किरणें भी समानुपातिक मात्रा में अधिच गिरती हैं। पर्वतीय ढालों पर भूमि का तापमान दिन और रात दोनों में सलग्न वायु तहाँ के तापमान से अधिक होता है।

(3) सौर विकिरण की बढ़ती तीव्रता के बावजूद, पहाड़ी ढालों पर तापमान का ऊँचाई के साथ घटना (लगभग $-6^{\circ}\text{C}/100$ मीटर) तथा तीव्र ताप प्रवणता, ऊँचाई का एक महत्वपूर्ण जलवायुविक विशेषता है। पहाड़ों की विरल और शुष्क हवाएँ, दिन में तीव्र सौर ऊष्मा के आगमन तथा रात्रि में भू-विकिरण के तीव्र ह्रास की सुविधा दे देती हैं। फलतः सन्निक परिमर का उच्च होना स्वाभाविक है। किंतु तापमान के औसत मानों में अधिक अंतर न आने के कारण, मौसमी परिवर्तन साधारणतः कम ही पाया जाता है।

(4) घाटियों में तापमान व्युत्क्रमण उच्च तापमान परिवर्तन तथा कुहरा की घटनाएँ बहुत सामान्य होती हैं विशेषकर शीतोष्ण कटिबंधों में।

(5) चूँकि पर्वतों के दोनों भागों में स्थित वायु राशियों के बीच खावट के कारण सम्मिलन सामान्यतः नहीं हो पाता है, अतः सन्नमण क्षेत्रों में उच्च क्षतिज प्रवणता स्वाभाविक

रूप से पाई जाती है। वायु दानियों की गति में रुकावट के कारण प्रायः पवनाभिमुखी और अनुवर्ती भागों के जलवायु में पर्याप्त अंतर हो जाता है।

(6) दिन को धारोही तथा रात्रि को अवरोही प्रवाह, पर्वतीय ढालों की सामान्य विशेषता है, जिसका विवरण अध्याय 6 में दिया जा चुका है। पौहन हवा जो गम तथा शुष्क होने के कारण शीतोष्ण कटिबंधों में (मुख्यतः महात्पस के उत्तरी ढाल के नीचे स्थित यूरोपीय भागों में) प्रायः धारामदेह मौसम उत्पन्न करती है, प्रभावित क्षेत्रों की जलवायु परिवर्तन करने का कारण बनती है।

(7) दिन में धारोही हवाएँ कुछ नमी ऊपर ले जाती हैं जिनसे स्तरी कपासी या कपासी प्रवृत्ति के मेघ बन जाते हैं। निरतु रात्रि में गिखर पर्याप्त शुष्क तथा आसमान साफ रहता है। रात्रि में नमी के नीचे की ओर स्थानांतरण के कारण घाटियों में कुछेक जलित हो गयते हैं। मेघाच्छन्नता की मात्रा प्रायः गर्मियों में अधिकतम पाई जाती है।

1171 अवक्षेपण और ऊँचाई

अवक्षेपण की ऊँचाई के साथ निम्नरता या अध्ययन करना इसलिए और महत्वपूर्ण हो जाता है कि पवतों पर प्राप्त अवक्षेपण आस पास के क्षेत्रों के लिए विभव जल शक्ति (Potential water power) का कार्य करता है, क्योंकि यह अवक्षेपण, जल या पिघलत तुपार के रूप में ऊँचाइयों से निम्न तलों की ओर बहता है। जल शक्ति, अवक्षेपण की मात्रा तथा ऊँचाई दोनों पर निर्भर करती है। यद्यपि वाष्पीकरण और भू शोषण के कारण सम्पूर्ण प्राप्त अवक्षेपण शक्ति में नहीं बदला जा सकता, तथापि अवक्षेपण की मात्रा क्षेत्रीय जल शक्ति क्षमता के आकलन में महत्वपूर्ण है।

नम हवाओं के यात्रिध धारोहण के कारण पवनाभिमुखी भाग स्पष्टतया अधिक वर्षा प्राप्त करता है। अनुवर्ती ढाल वर्षा पटिका की छाया में पड़ जाने से शुष्क रह जाते हैं। यह शुष्कता कहीं-कहीं इतनी अधिक होती है कि मरुस्थल तक विकसित हो सकता है।

अवक्षेपण की मात्रा ऊँचाई के साथ साधारणतः घटती जाती है। लेकिन उष्ण कटिबंधों में कुछ तब यह मात्रा पहले बढ़ती है, क्योंकि इन तहों में सघनित जल वाष्प की मात्रा ऊँचाई के साथ अधिक होती है। एक कारण यह भी है कि अधिक ऊँचाइयाँ तब शिखरों के बीच स्थानीय स्थान आ जाने के कारण, नम हवाओं की धारोही गति विच्छिन्न हो जाती है। बी कोनराद (1942) के अनुसार, उष्ण कटिबंधों में वर्षा और ऊँचाई का सम्बन्ध निम्नांकित सारणी में स्पष्ट किया गया है—

ऊँचाई (फीट)	—	6925	8235	10105
वर्षा (इंच)	—	105.1	118.1	83.9

ढाल पर अवक्षेपण की वृद्धि एक निश्चित ऊँचाई तक ही हो पाती है। उमक बाद वृद्धि दर प्रायः शून्य या ऋणात्मक पाई जाती है। उच्चतम वर्षा का क्षेत्र स्थान के प्रति भी परिवर्तित होती है। उष्ण कटिबंधों में उच्चतम वर्षा, शीतोष्ण कटिबंधों से कम ऊँचाई पर पाई जाती है। नम जलवायु के स्थानों में भी उच्चतम वर्षा, निम्नतर तहों में ही आती है।

जावा में यह ऊँचाई एक कि०मीटर, पश्चिमी घाट 1.5 कि०मी तथा माल्पस पर 2.1 कि०मी प्राकृतिक की गई है।

11.80 सूक्ष्म जलवायु विज्ञान (Microclimatology)

धरातल से एक-दो मीटर ऊँचाई तक की वायु तहों के जलवायु तत्वों का अध्ययन सूक्ष्म जलवायु विज्ञान के अन्तर्गत किया जाता है। इन्हीं तहों में वनस्पतियाँ विकसित होती हैं। वनस्पति विज्ञान, कृषि, भवन निर्माण, तथा अनेक उद्योगों में धरातल से सलग वायु तहों की मौसम परिस्थितियों की जानकारी उपयोगी होती है। इस अध्ययन के लिए निम्न तम तहों के तापमान, आर्द्रता तथा वायु वेग सर्वाधिक मुख्य तत्व हैं। भूमि आर्द्रता और तापमान तथा कार्बन डाई ऑक्साइड के भावटन का ज्ञान भी महत्वपूर्ण है।

चूँकि वायुमण्डलीय ऊष्मा का स्रोत भू-विकिरण ही है, अतः धरातल की प्रवृत्ति और स्थलाकृति, सूक्ष्म जलवायु के नियंत्रण में मुख्य भूमिका निभाते हैं। इनका प्रभाव निम्नांकित रूप में पड़ता है—

(1) अलविदो (घबलता), धरातल की प्रवृत्ति पर निर्भर करता है। शुष्क भूमि, वनस्पति से ढकी भूमि की अपेक्षा अधिक घबलता रखती है। मिट्टी के रंग पर भी घबलता की मात्रा निर्भर करती है और इसी मात्रा पर धरातल की सौर ऊष्मा की शोषण क्षमता निर्धारित होती है।

(2) पृथ्वी का घनत्व - विभिन्न घनत्वों वाली सतहों का ऊष्मन विभिन्न मात्रा में होता है। अधिक घनत्व वाली मिट्टी में ऊष्मा की अधिक मात्रा संचारित होती है।

(3) धरातल की स्थिति (अक्षांश) और ऊँचाई तथा प्रकृति तापमान, वर्षा तथा वायु को किस प्रकार प्रभावित करते हैं। इसका बखान पिछले अध्यायों में किया जा चुका है। सूक्ष्म जलवायु क्षेत्रों में भी स्थलाकृति तापमान, वायु और वर्षा पर प्रभाव डालती है।

11.81 उत्तर-दक्षिण ढाल प्रापित सौर ऊष्मा पर वही प्रभाव डालता है, जो अक्षांशों का परिवर्तन। इससे अक्षित तथा चरम तापमानों का मान बदलता जाता है। पूर्वी पश्चिमी ढाल दैनिक सौर प्रकाश की अवधि परिवर्तित कर देते हैं, किन्तु तापमानों की मात्रा में कोई विशेष अंतर नहीं आ पाता। स्वभाविकतः पूर्वी ढाल दोपहर में पहले अपेक्षाकृत अधिक सौर ऊष्मा प्राप्त कर सकेगा और पश्चिमी ढाल दोपहर के बाद। किन्तु, चूँकि सौर ऊष्मा की तीव्रता दोपहर तक अपेक्षाकृत कम होती है, अतः पूर्वी ढाल पश्चिमी ढाल से कुछ ठण्डे पाए जाते हैं। इसका दूसरा कारण यह है कि प्रातःकाल आर्द्रता अधिक पाई जाती है। इस प्रकार, पूर्वी ढाल पर विकिरण का एक भाग वाष्पीकरण की युक्त ऊष्मा के रूप में प्रयुक्त हो जाता है जबकि दोपहर बाद हवा सूखी होने के कारण बहुत कम सौर ऊष्मा वाष्पीकरण में लगती है। रात्रि में धरातल और फलस्वरूप समस्त वायु तह भू विकिरण के कारण शीतल होती रहती है। यही शीतल हवा ढाल के नीचे बहती है। सूक्ष्म जलवायु क्षेत्रों में यह दृष्टोष्म प्रक्रम से गम नहीं हो पाती और ढाल के तल में एकत्र होती है। इस प्रकार ढाल का तल समतल क्षेत्र की अपेक्षा अधिक ठंडा और अधिक गम होते हैं।

स्पलाकृति का वायु और अवक्षेपण पर प्रभाव—बृहद् जलवायु क्षेत्र में किसी पर्वतीय क्षेत्र का पर्वनाभिमुखी भाग अधिक वर्षा तथा अनुवर्ती भाग साधारणतः कम वर्षा प्राप्त करता है। पर्वत शृंखलाएँ वायु प्रवाह में पर्वत तरंगें जनित करती हैं।

सूक्ष्म जलवायु क्षेत्र में यदि ढाल वायुगति व समान्तर है, जो जनन प्रभाव तथा यदि लम्बवत् है तो अवरोध प्रभाव उत्पन्न होता है। अवरोध प्रभाव में ढाल के दोनों तरफ वायु-गति कम हो जाती है। यह कमी अनुवर्ती भाग में अपेक्षाकृत अधिक होती है, जिसके फलस्वरूप अनुवर्ती ढाल पर छोटी भवरेँ या द्रोणिकाएँ जनित हो जाया करती हैं। ये द्रोणिकाएँ सामान्यतः अनुवर्ती भाग में अवक्षेपण की मात्रा बढ़ा देती हैं। यही कारण है कि किसी चट्टान, वृक्ष या भवन के अनुवर्ती भाग में तुल्यरूपता का जमाव अपेक्षाकृत अधिक देखा जाता है।

(4) भूमि रूक्षता (Roughness)—रूक्ष भूमि, घषण अधिक होने के कारण वायु तहों में त्रिकोम और मिश्रण का प्रभाव जनित करती है। इससे तापमान के चरम मानों में कमी आती है।

(5) भूमि की भ्राद्रता—यह सूक्ष्म जलवायु में वाष्पीकरण प्रक्रम को प्रभावित करती है। इसी प्रभाव से निम्नतम वायु तहों में जल वाष्प का आवटन निश्चित किया जा सकता है। दिन में सौर ऊर्जा का एक भाग, वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा के रूप में प्रयुक्त हो जाता है। नम और अनाच्छादित भूमि पर अधिकांश सौर ऊर्जा वाष्पीकरण में लग जाती है, जिससे सतह सूखी होने लगती है। यह वाष्पीकरण, निम्नतम तहों के भ्राद्रता और तापमान बटन दोनों पर प्रभाव डालता है।

11 82 सूक्ष्म जलवायु पर वनस्पतियों का प्रभाव

वनस्पतियाँ सूक्ष्म जलवायु को प्रभावित करती हैं, जिनके कारण निम्नलिखित हैं

(1) वनस्पतियों से आच्छादित सतह का ज्यामितीय आकार तथा भौतिक गुण अनाच्छादित सतह से भिन्न होते हैं। अनाच्छादित सतह अपेक्षाकृत अधिक लघु तरंगीय सौर ऊष्मा का शोषण करती है जबकि दीर्घ तरंगीय भू विकिरण के लिये इसकी शोषण और उत्सर्जन (emission) क्षमता, नगी जमीन से कम पाई जाती है।

(2) वनस्पति-युक्त क्षेत्र में टहनी तथा पत्ते आदि असह्य छोटे-छोटे सतह बनाते हैं, जो ऊष्मा के शोषण और उत्सर्जन में भाग लेते हैं। यह स्थिति अनाच्छादित भूमि से भिन्न है। ऊँचे वृक्ष निचले तहों का तापमान अधिक बढ़ने में आशिक रूप से रूकावट डालते हैं।

(3) वनस्पतियों में वाष्पोत्सर्जन के कारण आच्छादित क्षेत्रों के सूक्ष्म जलवायु में भ्राद्रता अधिक पाई जाती है। इससे गुप्त ऊष्मा के रूप में कुछ सौर विकिरण का ह्रास तो होता है किंतु यह उस ऊष्मा लाभ को निष्क्रिय नहीं कर पाता जो अधिक अवशोषण करने के कारण वनस्पतियों को प्राप्त होती है।

11 83 (अ) वायु वेग पर प्रभाव

वनस्पतियाँ अपने शिखर की ऊँचाई तक की वायु तहों में हवा की गति कम कर देती हैं। शिखर से ऊपर एकाएक वायु गति में पर्याप्त तेजी पाई जाती है। शिखर से भूमि-सतह तक मदन की मात्रा निरंतर बढ़ती जाती है।

(घ) तापमान पर प्रभाव

बि तीव्र तथा मिश्रण प्रभाव की वजहों के कारण पौधा की विभाग मौसम ठन, तापमान-परिवर्तन घटाटाहूय तीव्र होता है। घासपास मगह क ऊपर परिवर्तन हीमा हा बाता है और तापमान माता न दर न घट। मगता है। मवन वाग्मतिमा म अधिकांश मोर ऊमा बनस्पति माहों द्वारा शापित करती जाती है और बहुत कम निक्षिप्त भूमि तन पट्टेन पाता है। अत तापमान उच्चतम (temperature maximum) ऊपर की ओर स्थानान्तरित हो जाता है तथा भूमि तन बनस्पति के बीच स्थित होता है। जब पौध छोटे और बिरन होते हैं तो तापमान घासटन म अनाच्छादित भूमि म बहुत कम मिश्रण पाई जाती है। छोटी बनस्पतियों म रात्रि का निम्नतम तापमान घासच्छादित भूमि का तरह मगह क पास म पाया जाता है। किन्तु जब पौध ऊँचे ओर तथा होत है या निम्नतम तापमान की स्थिति ऊपर की उठ जाती है और प्राय गिरन म घाटा नीचे पाई जाती है। इसके कारण निम्नांकित हैं—

(1) वाग्मति ताप क विषय होत के कारण कुछ बहिर्गामी विचिरण ऊपर मे तथा कुछ निम्नतर तहों म होता है। इस तरह विचिरण द्वारा रात्रि म गिरन म कुछ नीचे तक की तथा मे होता रहता है।

(2) गिरन के पास की हवा ठरी हाकर नीचे अवाहित होती है। किन्तु घरातन पर बनस्पतियों की मघनता प्राय अधिकांश मोर क कारण भूमि तन तथा नही पट्टेन पाती।

मघन वजहों मे शिवा का उच्चतम तापमान गिरन पर पाया जाता है, जहाँ से तापमान भूमि तन की ओर घटता जाता है। रात्रि म वन भूमि प्राय घासपास के मून क्षेत्र से अधिक उष्ण होती है। तापमान का उच्च अंतर वमी रमी एत कमजोर-ता वायुप्रवाह जनित कर देता है, जो अत ओर वन मधीर क नाम म जान जा सकते हैं। इस प्रवाह के अन्तगत तिन म वन से, जिसका तापमान कम होता है हवा अनाच्छादित भूमि की ओर बहती है। रात्रि मे प्रवाह इसके विपरीत होता है।

(स) आद्रता तथा वाष्पीकरण पर प्रभाव

स्वाभाविकत बनस्पति युक्त भूमि से वाष्पीकरण अनाच्छादित भूमि की अपेक्षा अधिक होता है। यही वाष्पीकरण वनी म दिन का तापमान मृदु बनाता है। इसका कारण यह है कि बनस्पतियों वाष्पोत्सजन प्रक्रम द्वारा सदा वायुमण्डल मे वाष्प जनित करती हैं जबकि अनाच्छादित भूमि के शुष्क हो जाने क बाद वाष्पीकरण बंद हो जाता है। प्रत्येक पत्ती वाष्पात्मजन की एक सतह होती है, अत अनाच्छादित क्षेत्रा मे वाष्पीकरण के सतह का क्षेत्रफल भी अधिक होता है। वना की अधिक आद्रता का एक कारण यह भी है कि वायु मति म अवरोध उत्पन्न हो जाने म हवा स्थित नमी भी रक जाती है।

जलवायु का वर्गीकरण (Classification of Climate)

12 10 मौसम और जलवायु (Weather and Climate)

एक निश्चित समय पर किसी स्थान या क्षेत्र में वायु दाब, तापमान, आद्रता, हवा, वर्षा और मेघाच्छन्नता (cloudiness) आदि तत्वों का संयुक्त प्रभाव उस स्थान का मौसम कहलाता है। ज्ञान या अज्ञान कारणों से मौसम में परिवर्तन होते रहते हैं, जो बहुधा अनियमित होने हैं। इन परिवर्तनों का अध्ययन समकालीन मौसम विज्ञान (Synoptic Meteorology) में किया जाता है।

अनियमित मौसम परिवर्तनों के बावजूद, किसी स्थान के लिए एक सामान्य मौसम दशा (Average weather condition) निर्धारित की जा सकती है। यह सामान्य दशा एक लम्बी अवधि (साधारणतः 20 से 50 वर्ष) के मौसम तत्वों के औसतीकरण द्वारा निश्चित की जाती है, इस उस स्थान का जलवायु कहते हैं।

जलवायु निर्धारण में अत्यधिक लम्बी अवधि के मौसम झंकाओं का औसतीकरण भी अनुपयुक्त है, क्योंकि किसी स्थान का जलवायु सदा स्थिर रहने वाली अवस्था नहीं है। इसमें समय के साथ उच्चावच (fluctuation) होते रहते हैं।

किसी एक तत्व के माध्य (average) द्वारा ही जलवायु निर्धारण पूरा नहीं हो जाता, बल्कि सभी मौसम तत्वों के मध्यमानों का संयुक्तीकरण ही जलवायु निर्धारण पूरी तरह निश्चित करता है। उदाहरण के लिए, यदि केवल तापमान पर ही विचार किया जाए, तो बोस्टन और एडिनबर्ग जो क्रमशः 9.3°C और 8.8°C का औसत वार्षिक तापमान रखते हैं, समान जलवायु वाले क्षेत्र प्रतीत होते हैं। किंतु वास्तव में बोस्टन अधिक गर्मी (सबसे कम महीने का तापमान = 28°C) और अधिक सर्दी (सबसे ठंडे महीने का तापमान = -2.7°C) का क्षेत्र है, जबकि एडिनबर्ग इसकी अपेक्षा कम शीतोष्ण है, जहाँ सबसे कम महीने का तापमान 15°C तथा सबसे ठंडे महीने का तापमान 4°C पाया जाता है। अतः तापमान समान होते हुए भी तापमान परिसर (range) में भिन्नता के कारण दोनों स्थानों के जलवायु में बहुत अन्तर हो गया।

एक उदाहरण और देखिए मारणी (12 1) में काहिरा (मिश्र) और गैलवेस्टन (एकमात्र) के तापमान तथा तापमान परिसर में इतनी समता होते हुए भी वार्षिक वर्षा के

(व) तापमान पर प्रभाव

विक्षोभ तथा मिश्रण प्रभाव की कमी के कारण पौधों की विनाश सीमा तक, तापमान परिवर्तन अपेक्षाकृत तीव्र होता है। आच्छादन सतह के ऊपर परिवर्तन धीमा हो जाता है और तापमान सामान्य दर से घटने लगता है। सघन वनस्पतिमा में अधिकशक्ति सौर ऊष्मा वनस्पति सतहों द्वारा शोषित करली जाती है और बहुत कम विकिरण भूमि तक पहुँच पाता है। अतः तापमान उच्चतम (temperature maximum) ऊपर की ओर स्थानांतरित हो जाता है तथा भूमि एवं वनस्पति के बीच स्थित होता है। जब पौधे छोटे और विरल होते हैं तो तापमान आवदन में अनाच्छादित भूमि से बहुत कम भिन्नता पाई जाती है। छोटी वनस्पतियों में रात्रि का निम्नतम तापमान अनाच्छादित भूमि की तरह सतह के पास ही पाया जाता है। किंतु जब पौधे ऊँचे और सघन होते हैं, तो निम्नतम तापमान की स्थिति ऊपर को उठ जाती है और प्रायः शिखर से थोड़ा नीचे पाई जाती है। इसके कारण निम्नांकित हैं—

(1) वनस्पति सतह के विपरीत होने के कारण कुछ बहिर्गामी विकिरण ऊपर से तथा कुछ निम्नतर तहों से होता है। इस तरह विकिरण ह्रास रात्रि से शिखर से कुछ नीचे तक की तहों से होता रहता है।

(2) शिखर के पास की हवा ठंडी होकर नीचे अवतलित होती है। किंतु घरातल पर वनस्पतियों की सघनता प्रायः अधिक होने के कारण भूमि तल तक नहीं पहुँच पाती। सघन वनों में दिन का उच्चतम तापमान शिखर पर पाया जाता है, जहाँ से तापमान भूमि तल की ओर घटता जाता है। रात्रि में वन भूमि प्रायः आसपास के खुले क्षेत्र से अधिक उष्ण होती है। तापमान का यह अंतर कभी कभी एक कमजोर सा वायुप्रवाह जनित कर देता है, जो चल और धन समीर के नाम से जाने जा सकते हैं। इस प्रवाह के अन्तगत दिन में वन में, जिसका तापमान कम होता है हवा अनाच्छादित भूमि की ओर बहती है। रात्रि में प्रवाह इसके विपरीत होता है।

(स) आद्रता तथा वाष्पीकरण पर प्रभाव

स्वाभाविकतः वनस्पति युक्त भूमि से वाष्पीकरण अनाच्छादित भूमि की अपेक्षा अधिक होता है। यही वाष्पीकरण वनों में दिन का तापमान मृदु बनाता है। इसका कारण यह है कि वनस्पतियाँ वाष्पोत्सजन प्रक्रम द्वारा सदा वायुमण्डल में वाष्प जनित करती हैं जबकि अनाच्छादित भूमि के शुष्क हो जाने के बाद वाष्पीकरण बंद हो जाता है। प्रत्येक पत्ती वाष्पोत्सजन की एक सतह होती है अतः अनाच्छादित क्षेत्रों में वाष्पीकरण के सतह का क्षेत्रफल भी अधिक होता है। वनों की अधिक आद्रता का एक कारण यह भी है कि वायुगतिकी में अवरोध उत्पन्न हो जाने से हवा स्थित नमी भी रुक जाती है।

जलवायु का वर्गीकरण

(Classification of Climate)

12 10 मौसम और जलवायु (Weather and Climate)

एक निश्चित समय पर किसी स्थान या क्षेत्र में वायु दाब, तापमान, आद्रता, हवा, वर्षा और मेघाच्छन्नता (cloudiness) आदि तत्वों का समुक्त प्रभाव उस स्थान का मौसम कहलाता है। पानी या अनात कारणों से मौसम में परिवर्तन होते रहते हैं, जो बहुधा अनियमित होने हैं। इन परिवर्तनों का अध्ययन समकालीन मौसम विज्ञान (Synoptic Meteorology) में किया जाता है।

अनियमित मौसम परिवर्तनों के बावजूद, किसी स्थान के लिए एक सामान्य मौसम दशा (Average weather condition) निर्धारित की जा सकती है। यह सामान्य दशा एक लम्बी अवधि (साधारणतः 20 से 50 वर्ष) के मौसम तत्वों के औसतीकरण द्वारा निश्चित की जाती है, इसे उस स्थान का जलवायु कहते हैं।

जलवायु निर्धारण में अत्यधिक लम्बी अवधि के मौसम माँकड़ों का औसतीकरण भी अनुपयुक्त है, क्योंकि किसी स्थान का जलवायु सदा स्थिर रहने वाली अवस्था नहीं है। इसमें समय के साथ उच्चावच (fluctuation) होते रहते हैं।

किसी एक तत्व के माध्य (average) द्वारा ही जलवायु निर्धारण पूरा नहीं हो जाता, बल्कि सभी मौसम तत्वों के माध्यमानों का समुक्तीकरण ही जलवायु निर्धारण पूरी तरह निश्चित करता है। उदाहरण के लिए, यदि केवल तापमान पर ही विचार किया जाए, तो बोस्टन और एडिनबग जो क्रमशः 9.3°C और 8.8°C का औसत वार्षिक तापमान रखते हैं, समान जलवायु वाले क्षेत्र प्रतीत होते हैं। किंतु वास्तव में बोस्टन अधिक गर्मी (सबसे कम महीने का तापमान $= 28^{\circ}\text{C}$) और अधिक सर्दी (सबसे ठंडे महीने का तापमान $- 2.7^{\circ}\text{C}$) का क्षेत्र है, जबकि एडिनबग इसकी अपेक्षा में शीतोष्ण है, जहाँ सबसे कम महीने का तापमान 15°C तथा सबसे ठण्डे महीने का तापमान 4°C पाया जाता है। अतः तापमान समान होते हुए भी तापमान परिसर (range) में भिन्नता के कारण दोनों स्थानों के जलवायु में बहुत अंतर हो गया।

एक उदाहरण और देखिए मारएली (12 1) में काहिरा (मिश्र) और गैलवेस्टन (टेक्सास) के तापमान तथा तापमान परिसर में इसकी समता होते हुए भी वार्षिक वर्षा के

आँकड़ों में इतना अन्तर है कि दोनों नगरों के जलवायु में बहुत भिन्नता भा जाती है। बाहिरा शुष्क (arid) तथा गैलवेस्टन नम (humid) जलवायु की श्रेणी में आता है।

सारणी 12 1

स्थान	* तापमान °C						वार्षिक वर्षा (सेमी)
	जनवरी	अप्रैल	जुलाई	अक्टूबर	वापिस	परिसर	
बाहिरा	11.5	19.8	27.2	22.1	20.1	15.7	3.3
गैलवेस्टन	12.0	20.3	28.3	22.3	20.8	16.3	117.1

12 11 किमी स्थान के जलवायु के निर्धारण में अनेक तत्व सम्मिलित किये जाते हैं, जिनकी प्रकृति अत्यधिक चर (variable) होती हैं। अतः किन्हीं दो स्थानों के जलवायु का पूरा रूप से सबसे सम (identical) होना असम्भव है।

विभिन्न जलवायु प्रकारों की इस भागी मर्यादा को देखते हुए अध्ययन की सुविधा के लिए, इनका लगभग समान समूहों में वर्गीकरण करना आवश्यक हो जाता है।

12 20 जलवायु का ज्योतिषीय (Astronomical) वर्गीकरण

क्योंकि पृथ्वी पर पड़ने वाली सौर विकिरणों की मात्रा अक्षांशों के साथ बदलती है और तापमान बहुत कुछ इन विकिरणों पर निर्भर करता है, अतः ज्योतिषीय आधार पर जलवायु विभाजन के तर्कों का कारण है। इस आधार पर पूरी पृथ्वी 5 जलवायु क्षेत्रों में बाँटी गई है।

(1) उष्ण कटिबंध या टॉरिड (Torrif) क्षेत्र

यह क्षेत्र $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ से $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द के मध्य का भू भाग है। इन्हीं अक्षांशों के मध्य मूल वर्ष भर अमरुण करता है। 21 मार्च को विषुव रेखा पार कर गर्मिमा में मूल उत्तर की ओर बढ़ता जाता है तथा 23 जून को $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ पर सीधा चमकता है, जो उत्तरी गोलार्ध में विषुव रेखा से मूल की अधिकतम दूरी की स्थिति है। तत्पश्चात् मूल लौटता है और 21 सितम्बर को विषुव रेखा पार कर पश्चिमी गोलार्ध में स्थानान्तरित हो जाता है। इस गोलार्ध में यह $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द तक की मात्रा 21 दिसम्बर को पूरी करने के बाद पुनः वापिस आता है। इस प्रकार विषुव रेखा से मूल की अधिकतम दूरियों के बीच का क्षेत्र उष्ण कटिबंध है।

इस क्षेत्र के प्रत्येक स्थान पर मूल वर्ष में दो बार दोपहर को लम्बवत् अर्थात् शून्य दिक्पात (declination) पर चमकता है। वही भी दोपहर के समय मूल की ऊँचाई 43°

आँकड़ों में इतना अन्तर है कि दोनों नगरों के जलवायु में बहुत भिन्नता पा जाती है। काहिरा शुष्क (arid) तथा गलवेस्टन नम (humid) जलवायु की श्रेणी में आता है।

सारणी 12 1

स्थान	तापमान °C						वार्षिक वर्षा (सेमी)
	जनवरी	अप्रैल	जुलाई	अक्टूबर	वापिस	परिसर	
काहिरा	11.5	19.8	27.2	22.1	20.1	15.7	3.3
गैलवेस्टन	12.0	20.3	28.3	22.3	20.8	16.3	117.1

12 11 किसी स्थान के जलवायु के निर्धारण में अनेक तत्व सम्मिलित किये जाते हैं, जिनकी प्रकृति अत्यधिक चर (variable) होती है। अतः किन्हीं दो स्थानों के जलवायु का पूरा रूप से मूल्य (identical) होना असम्भव है।

विभिन्न जलवायु प्रकारों की इस भारी समस्या को देखते हुए अध्ययन की सुविधा के लिए, इनका लगभग समान समूहों में वर्गीकरण करना आवश्यक हो जाता है।

12 20 जलवायु का ज्योतिषीय (Astronomical) वर्गीकरण

क्योंकि पृथ्वी पर पढ़ने वाली सौर विकिरणों की मात्रा अक्षांशों के साथ बदलती है और तापमान बहुत कुछ इन विकिरणों पर निर्भर करता है, अतः ज्योतिषीय आधार पर जलवायु विभाजन के तर्कोंचित कारण है। इस आधार पर पूरी पृथ्वी 5 जलवायु क्षेत्रों में बाँटी गई है।

(1) उष्ण कटिबंध या टॉरिड (Torrld) क्षेत्र

यह क्षेत्र $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ से $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द के मध्य का भू भाग है। इन्हीं अक्षांशों के मध्य सूर्य वर्ष भर अगमण करता है। 21 मार्च को विषुवत् रेखा पार कर गर्मियों में सूर्य उत्तर की ओर बढ़ता जाता है तथा 23 जून को $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ पर सीधा चमकता है जो उत्तरी गोलार्ध में विषुवत् रेखा से सूर्य की अधिकतम दूरी की स्थिति है। तत्पश्चात् सूर्य लौटता है और 21 सितम्बर को विषुवत् रेखा पार कर दक्षिणी गोलार्ध में स्थानांतरित हो जाता है। इस गोलार्ध में यह $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द तक की यात्रा 21 दिसम्बर को पूरी करने के बाद पुनः वापिस आता है। इस प्रकार विषुवत् रेखा से सूर्य की अधिकतम दूरियों के बीच का क्षेत्र उष्ण कटिबंध है।

इस क्षेत्र के प्रत्येक स्थान पर सूर्य वर्ष में दो बार दोपहर को लम्बवत् अर्थात् शून्य दिक्पात (declination) पर चमकता है। वही भी दोपहर के समय सूर्य की ऊँचाई 43°

से कम नहीं होती तथा प्रकाश की अवधि 10½ घण्टे से कम नहीं होती। फलस्वरूप तापमान की ऋतु विभिन्नता बहुत कम हो जाती है और तापमान वष भर में दो उच्चतम और दो निम्नतम स्थापित करने की प्रवृत्ति रखता है।

(0 - 23½° उ) भाग उत्तरी उष्ण कटिबंध तथा (0 - 23½° द) भाग दक्षिणी उष्ण कटिबंध कहलाता है।

(2) मध्य क्षेत्र या शीतोष्ण कटिबंध (Temperate Zone)

एक रेखा (23½° उ) में भ्रूकटिक अक्षांश (66½° उ) तथा मकर रेखा (23½° द) से एन्टाकटिक अक्षांश (66½° द) के बीच के भू-भाग प्रथम उत्तरी और दक्षिणी शीतोष्ण क्षेत्र कहलाते हैं।

शीतोष्ण क्षेत्रों की सीमाओं को अर्थात् भ्रूकटिक और एन्टाकटिक अक्षांशों पर सबसे छोटे दिन को सूर्य धितिज पर केवल कुछ क्षणों के लिए दिखाई देता है।

(3) ध्रुवीय क्षेत्र (Polar Zone)

शीतोष्ण क्षेत्र की सीमाओं के आगे वे क्षेत्र आते हैं जहाँ सूर्य प्रतिदिन नहीं चमकता। 24 घंटे से ज्यादा अवधि के दिन और रात आरम्भ हो जाते हैं। यह अवधि अक्षांशों के साथ बढ़ती जाती है। ये क्षेत्र क्रमशः उत्तरी और दक्षिणी ध्रुवीय क्षेत्र कहलाते हैं।

इस क्षेत्र को इतनी कम ऊष्मा मिलती है कि जो वनस्पतियों के लिए बहुधा अपर्याप्त होती है।

12 21 ज्योतिषीय वर्गीकरण का आधार केवल एक तत्त्व, अक्षांश (या सूर्य की ऊँचाई) है। प्रथम आवश्यक तत्त्वों के समावेश से जलवायु सम्बन्धी जो तथ्य प्रकट होते हैं, उनसे यह आवश्यक हो जाता है कि ज्योतिषीय ऋतुओं और जलवायु वर्गीकरण की विचारधारा को संशोधित किया जाए तथा विभिन्न जलवायु क्षेत्रों की सीमाओं में भी तथ्या के अनुरूप परिवर्तन किया जाए। जलवायु उत्पन्न करने वाले भौतिक कारणों को आधार मानकर जलवायु का वर्गीकरण किया जा सकता है, किंतु इसमें मौसम तत्त्वों की समानता पर भी ध्यान देना आवश्यक होगा। बिना मौसम तत्त्वों के समावेश के, वर्गीकरण पूर्णतः जननिक (जेनेटिकल) होगा, जिसमें यह सम्भावना रहेगी कि एक ही समूह में विभिन्न जलवायु क्षेत्र शामिल हो जाएँ। जैसे-यदि मानसून उत्पत्ति के भौतिक कारणों के आधार पर एक वग बनाया जाए, तो उसमें भारत के बहुत से भाग के साथ, एशियाई द्वीपों के अन्य पूर्वी तट भी आ जाएँगे जबकि कारणों से समानता होते हुए भी इन क्षेत्रों की वास्तविक जलवायु परस्पर भिन्न हैं।

जलवायु वर्गीकरण में तापमान और वर्षा सबसे अधिक महत्वपूर्ण तत्त्व हैं। वनस्पतियों की उत्पत्ति और वृद्धि, जो सप्ताह भर की प्रथम-व्यवस्था का आधार है, इन्हीं पर निर्भर करती है। इसके अलावा सम्पूर्ण कार्वानिक और अकार्वानिक जगत पर तापमान और जल प्रमुख (डोमिनेटिंग) प्रभाव रखते हैं।

से कम नहीं होती तथा प्रकाश की भवधि $10\frac{1}{2}$ घण्टे से कम नहीं होती। फलस्वरूप तापमान की ऋतु विभिन्नता बहुत कम हो जाती है और तापमान वर्ष भर में दो उच्चतम और दो निम्नतम स्थापित करने की प्रवृत्ति रखता है।

(0 - $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ) भाग उत्तरी उष्ण कटिबंध तथा (0 = $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द) भाग दक्षिणी उष्ण कटिबंध कहलाता है।

(2) मध्य क्षेत्र या शीतोष्ण कटिबंध (Temperate Zone)

कक रेखा ($23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ) में धाकटिक भ्रंशांश ($66\frac{1}{2}^{\circ}$ उ) तथा मकर रेखा ($23\frac{1}{2}^{\circ}$ द) से एटाकटिक भ्रंशांश ($66\frac{1}{2}^{\circ}$ द) के बीच के भू-भाग क्रमशः उत्तरी और दक्षिणी शीतोष्ण क्षेत्र कहलाते हैं।

शीतोष्ण क्षेत्रों की सीमाओं को अर्थात् धाकटिक और एटाकटिक भ्रंशांशों पर सबसे छोटे दिन को सूर्य क्षितिज पर केवल कुछ क्षणों के लिए दिखाई देता है।

(3) ध्रुवीय क्षेत्र (Polar Zone)

शीतोष्ण क्षेत्र की सीमाओं के आगे के क्षेत्र आते हैं जहाँ सूर्य प्रतिदिन नहीं चमकता। 24 घंटे से ज्यादा भवधि के दिन और रात आरम्भ हो जाते हैं। यह भवधि अक्षांशों के साथ बढ़ती जाती है। ये क्षेत्र क्रमशः उत्तरी और दक्षिणी ध्रुवीय क्षेत्र कहलाते हैं।

इस क्षेत्र को इतनी कम ऊष्मा मिलती है कि जो वनस्पतियों के लिए बहुधा अपर्याप्त होती है।

12 21 ज्योतिषीय वर्गीकरण का आधार केवल एक तत्त्व, भ्रंशांश (या सूर्य की ऊँचाई) है। अर्थात् आवश्यक तत्त्वों के समावेश से जलवायु सम्बन्धी जो तथ्य प्रकट होते हैं, उनसे यह आवश्यक हो जाता है कि ज्योतिषीय ऋतुओं और जलवायु वर्गीकरणों की विचारधारा को संशोधित किया जाए तथा विभिन्न जलवायु क्षेत्रों की सीमाओं में भी तथ्यों के अनुरूप परिवर्तन किया जाए। जलवायु उत्पन्न करने वाले भौतिक कारणों को आधार मानकर, जलवायु का वर्गीकरण किया जा सकता है, किन्तु इसमें मौसम तत्त्वों की समानता पर भी ध्यान देना आवश्यक होगा। बिना मौसम तत्त्वों के समावेश के, वर्गीकरण पुरात जननिक (जेनेटिकल) होगा, जिसमें यह सम्भावना रहेगी कि एक ही समूह में विभिन्न जलवायु क्षेत्र शामिल हो जाएँ। जैसे-यदि मानसून उत्पत्ति के भौतिक कारणों के आधार पर एक वर्ग बनाया जाए, तो उसमें भारत के बहुत से भाग के साथ, एशियाई द्वीपों व अन्य पूर्वी तट भी आ जाएँगे जबकि कारणों से समानता होत हुए भी इन क्षेत्रों की वास्तविक जलवायु परस्पर भिन्न हैं।

जलवायु वर्गीकरण में तापमान और वर्षा सबसे अधिक महत्वपूर्ण तत्त्व हैं। वनस्पतियों की उत्पत्ति और वृद्धि, जो सतार भर की अर्ध-व्यवस्था का आधार है पर निर्भर करती है। इसके अलावा सम्पूर्ण कार्बनिक और अकार्बनिक जगत मान और जल प्रमुख (डोमिनेंटिंग) प्रभाव रखते हैं।

12 22 सी डब्ल्यू गायवेट के शब्दों में "जलवायु वर्गीकरण का उद्देश्य विभिन्न जलवायु प्रकारों का वास्तविक क्रियाशील तत्वों के सद्बोध में सुस्पष्ट विवरण प्रदान करना है। वर्गीकरण की स्कीम न सिर्फ इन प्रकारों की भिन्नता दर्शाते बल्कि जहाँ तक सम्भव हो, इन प्रकारों के प्रापसी सम्बन्ध भी स्पष्ट करते हैं। स्कीम स्वयं इतनी पर्याप्त हो कि वह सार सार के जलवायु को प्रकृत (point-out) करने में समर्थ हो।"

वास्तविक क्रियाशील तत्वों का चुनाव इस बात पर निर्भर करता है कि वर्गीकरण किस प्रयोजन से किया जा रहा है। एक कृषि विशेषज्ञ की प्रणाली तापमान और वर्षा के प्राकण्डों पर आधारित हो सकती है, जबकि वमानिक (aviation) आवश्यकताओं के लिए किए गए वर्गीकरण में वायुप्रवाह, बादल और दृश्यता (visibility) सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्व हैं।

1230 कोपेन का वर्गीकरण

जर्मन जीव वनानिक ब्लादीमीर कोपेन (1846-1940), जिसने अपना अधिकांश जीवन जलवायु के अध्ययन में बिताया, ने जलवायु और वनस्पति के सम्बन्धों के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की योजना तैयार की। इसके लिए उसने फ्रांसीसी वनस्पति वैज्ञानिक डी०, कडोल द्वारा तैयार किए गए वनस्पति मानचित्र के जरिये सन् 1900 में अपनी स्कीम प्रस्तुत की जिस तापमान और वर्षा के महत्त्व पर और अधिक बल देकर सन् 1918 में स्वयं सशोधित किया। तब से अनेक जलवायु वैज्ञानिकों और भूगोलशास्त्रियों ने आवश्यकतानुसार इनमें अनेक संशोधन किए हैं। विशेषकर जर्मन जलवायु विशेषज्ञ आर० जीजर ने कोपेन के साथ मिलकर इसमें मूलमूल परिवर्तन तथा परिवर्धन किया।

12 31 कोपेन ने सारे सार को 5 जलवायु समूहों, A, B, C, D, और E में बांटा है, जिनका तात्पर्य निम्नांकित है—

A—उष्ण कटिबंध नम (या वन) जलवायु

B—शुष्क जलवायु

C—शीतोष्ण नम जलवायु

D—तुषार वन जलवायु

E—ध्रुवीय या तुषार जलवायु

12 32 नम जलवायु (Humid Climate)

इनमें से प्रत्येक समूह में जलवायु के कई प्रकार सम्मिलित हैं, जैसे—नम जलवायु समूह A, C और D के कुछ क्षेत्रों में वर्षा, वर्ष भर होती है, कुछ में सर्दियाँ सूखी रहती हैं और कुछ में गर्मियाँ। इस प्रकार A, C और D में प्रत्येक समूह निम्नांकित तीन प्रकारों में बाँटा गया है—

f—वे भाग जहाँ शुष्क काल अनुपस्थित हो (वर्ष भर वर्षा वाले क्षेत्र)

s—वे भाग जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा केवल सर्दियों में हो)

12 22 सी हब्ल्यू यान्यवेट के शब्दों में "जलवायु वर्गीकरण का उद्देश्य विभिन्न जलवायु प्रकारों का वास्तविक क्रियाशील तत्वों के सन्दर्भ में सुस्पष्ट विवरण प्रदान करता है। वर्गीकरण की स्कीम न सिर्फ इन प्रकारों की भिन्नता दर्शाती बल्कि जहाँ तक सम्भव हो, इन प्रकारों के आपसी सम्बन्ध भी स्पष्ट करदे। स्कीम स्वयं इतनी पर्याप्त हो कि वह सारे ससारे के जलवायु को धरित (point out) करने में समर्थ हो।"

वास्तविक क्रियाशील तत्वों का चुनाव इस बात पर निर्भर करता है कि वर्गीकरण किस प्रयोजन से किया जा रहा है। एक कृषि विशेषज्ञ की प्रणाली तापमान और वर्षा के आकड़ों पर आधारित हो सकती है, जबकि वैमानिक (aviation) आवश्यकताओं के लिए किए गए वर्गीकरण में वायुप्रवाह, बादल और दृश्यता (visibility) सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्व हैं।

12 30 कोपेन का वर्गीकरण

जमन जीव वैज्ञानिक व्लादीमीर कोपेन (1846-1940), जिसने अपना अधिकांश जीवन जलवायु के अध्ययन में बिताया, ने जलवायु और वनस्पति के सम्बन्धों के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की योजना तैयार की। इसके लिए उसने फ्रांसीसी वनस्पति वैज्ञानिक डी० कडोल द्वारा तैयार किए गए भू-वनस्पति मानचित्र के जरिये सन् 1900 में अपनी स्कीम प्रस्तुत की, जिसे तापमान और वर्षा के महत्त्व पर और अधिक बल देकर सन् 1918 में स्वयं सशोधित किया। तब से अनेक जलवायु वैज्ञानिकों और भूगोलशास्त्रियों ने आवश्यकतानुसार इनमें अनेक संशोधन किए हैं। विशेषकर जमन जलवायु विशेषज्ञ आर० जीजर ने कोपेन के साथ मिलकर इसमें मूलभूत परिवर्तन तथा परिवर्धन किया।

12 31, कोपेन ने सारे ससारे को 5 जलवायु समूहों, A, B, C, D, और E में बाँटा है, जिनका तात्पर्य निम्नांकित है—

A—उष्ण कटिबंध नम (या बर) जलवायु

B—शुष्क जलवायु

C—शीतोष्ण नम जलवायु

D—तुपार बर जलवायु

E—ध्रुवीय या तुपार जलवायु

12 32 नम जलवायु (Humid Climate)

इनमें से प्रत्येक समूह में जलवायु के कई प्रकार सम्मिलित हैं, जैसे—नम जलवायु समूह A, C और D के कुछ क्षेत्रों में वर्षा, बर भर होती है, कुछ में सर्दियाँ सर्दी रहती हैं और कुछ में गर्मियाँ। इस प्रकार A, C और D में प्रत्येक समूह निम्नांकित तीन प्रकारों में बाँटा गया है—

f—वे भाग जहाँ शुष्क काल अनुपस्थित हो (वर्ष भर वर्षा वाले क्षेत्र)

s—वे भाग जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा केवल सर्दियों में हो)

12 22 सी डब्ल्यू थान्यवेट के शब्दों में "जलवायु वर्गीकरण का उद्देश्य विभिन्न जलवायु प्रकारों का वास्तविक क्रियाशील तत्वों के सन्दर्भ में सुस्पष्ट विवरण प्रदान करना है। वर्गीकरण की स्कीम न सिर्फ इन प्रकारों की भिन्नता दर्शाकर बल्कि जहाँ तक सम्भव हो, इन प्रकारों के आपसी सम्बन्ध भी स्पष्ट करदे। स्कीम स्वयं इतनी पर्याप्त हो कि वह सारे ससार के जलवायु को ऋकित (point-out) करने में समर्थ हो।"

वास्तविक क्रियाशील तत्वों का चुनाव इस बात पर निर्भर करता है कि वर्गीकरण किस प्रयोजन से किया जा रहा है। एक कृषि विशेषज्ञ की प्रणाली तापमान और वर्षा के ऋकडों पर आधारित हो सकती है, जबकि वैमानिक (aviation) आवश्यकताओं के लिए किए गए वर्गीकरण में वायुप्रवाह, बादल और दृश्यता (visibility) सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्व हैं।

12 30 कोपेन का वर्गीकरण

जर्मन जीव वैज्ञानिक व्लादीमीर कोपेन (1846-1940), जिसने अपना अधिकांश जीवन जलवायु के अध्ययन में बिताया, ने जलवायु और वनस्पति के सम्बन्धों के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की योजना तैयार की। इसके लिए उसने फासीसी वनस्पति वैज्ञानिक डी० कडोल द्वारा तैयार किए गए भू-वनस्पति मानचित्र के जरिये सन् 1900 में अपनी स्कीम प्रस्तुत की, जिसे तापमान और वर्षा के महत्त्व पर और अधिक बल देकर सन् 1918 में स्वयं सशोधित किया। तब से अनेक जलवायु वैज्ञानिकों और भूगोलशास्त्रियों ने आवश्यकतानुसार इनमें अनेक सशोधन किए हैं। विशेषकर जर्मन जलवायु विशेषज्ञ आर० जीजर ने कोपेन के साथ मिलकर इसमें मूलभूत परिवर्तन तथा परिवर्धन किया।

12 31 कोपेन ने सारे ससार को 5 जलवायु समूहों, A, B, C, D, और E में बाँटा है, जिनका तात्पर्य निम्नांकित है—

A—उष्ण कटिबंध नम (या वन) जलवायु

B—शुष्क जलवायु

C—शीतोष्ण नम जलवायु

D—तुपार वन जलवायु

E—ध्रुवीय या तुपार जलवायु

12 32 नम जलवायु (Humid Climate)

इनमें से प्रत्येक समूह में जलवायु के कई प्रकार सम्मिलित हैं, जैसे—नम जलवायु समूह A, C और D के कुछ क्षेत्रों में वर्षा, वर्ष भर होती है, कुछ में सर्दियाँ सूखी रहती हैं और कुछ में गर्मियाँ। इस प्रकार A, C और D में प्रत्येक समूह निम्नांकित तीन प्रकारों में बाँटा गया है—

f—वे भाग जहाँ शुष्क काल अनुपस्थित हो (वर्ष भर वर्षा वाले क्षेत्र)

s—वे भाग जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा केवल सर्दियों में हो)

12 22 सी डब्ल्यू थान्यवेट के शब्दों में "जलवायु वर्गीकरण का उद्देश्य विभिन्न जलवायु प्रकारों का वास्तविक क्रियाशील तत्त्वों के सन्दर्भ में सुस्पष्ट विवरण प्रदान करता है। वर्गीकरण की स्कीम न सिर्फ इन प्रकारों की भिन्नता दर्शाए बल्कि जहाँ तक सम्भव हो, इन प्रकारों के आपसी सम्बन्ध भी स्पष्ट करदे। स्कीम स्वयं इतनी पर्याप्त हो कि वह सारे ससारे के जलवायु को अंकित (point out) करने में समर्थ हो।"

वास्तविक क्रियाशील तत्त्वों का चुनाव इस बात पर निर्भर करता है कि वर्गीकरण किस प्रयोजन से किया जा रहा है। एक कृषि विशेषज्ञ की प्रणाली तापमान और वर्षा के आँकड़ों पर आधारित हो सकती है जबकि वैमानिक (aviation) आवश्यकताओं के लिए किए गए वर्गीकरण में वायुप्रवाह, बादल और दृश्यता (visibility) सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्त्व हैं।

12 30 कोपेन का वर्गीकरण

जमन जीव वैज्ञानिक ब्लादीमीर कोपेन (1846-1940), जिसने अपना अधिकांश जीवन जलवायु के अध्ययन में बिताया, ने जलवायु और वनस्पति के सम्बन्धों के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की योजना तैयार की। इसके लिए उसने फ्रांसीसी वनस्पति वैज्ञानिक डी० कडोल द्वारा तैयार किए गए भू वनस्पति मानचित्र के जरिये सन् 1900 में अपनी स्कीम प्रस्तुत की, जिस तापमान और वर्षा के महत्त्व पर और अधिक बल देकर सन् 1918 में स्वयं सशोधित किया। तब से अनेक जलवायु वैज्ञानिकों और भूगोलशास्त्रियों ने आवश्यकतानुसार इनमें अनेक संशोधन किए हैं। विशेषकर जमन जलवायु विशेषज्ञ आर० जीजर ने कोपेन के साथ मिलकर इसमें मूलभूत परिवर्तन तथा परिवर्धन किया।

12 31 कोपेन ने सारे ससारे को 5 जलवायु समूहों, A, B, C, D, और E में बाँटा है, जिनका तात्पर्य निम्नांकित है—

A—उष्ण कटिबंध नम (या बर) जलवायु

B—शुष्क जलवायु

C—शीतोष्ण नम जलवायु

D—तुषार बर जलवायु

E—ध्रुवीय या तुषार जलवायु

12 32 नम जलवायु (Humid Climate)

इनमें से प्रत्येक समूह में जलवायु के कई प्रकार सम्मिलित हैं, जैसे—नम जलवायु समूह A, C और D के कुछ क्षेत्रों में वर्षा, वर्ष भर होती है, कुछ में सदियाँ सूखी रहती हैं और कुछ में गर्मियाँ। इस प्रकार A, C और D में प्रत्येक समूह निम्नांकित तीन प्रकारों में बाँटा गया है—

f—वे भाग जहाँ शुष्क ऋतु अनुपस्थित हो (वर्ष भर वर्षा वाले क्षेत्र)

s—वे भाग जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा केवल सदियाँ में हो)

12 22 सी डब्ल्यू घायवेट के शब्दों में "जलवायु वर्गीकरण का उद्देश्य विभिन्न जलवायु प्रकारों का वास्तविक क्रियाशील तत्वों के सन्दर्भ में सुस्पष्ट विवरण प्रदान करता है। वर्गीकरण की स्कीम न सिर्फ इन प्रकारों की भिन्नता दर्शाती करे बल्कि जहाँ तक सम्भव हो, इन प्रकारों के आपसी सम्बन्ध भी स्पष्ट करदे। स्कीम स्वयं इतनी पर्याप्त हो कि वह सारे सस्रार के जलवायु को अंकित (point-out) करने में समर्थ हो।"

वास्तविक क्रियाशील तत्वों का चुनाव इस बात पर निर्भर करता है कि वर्गीकरण किस प्रयोजन से किया जा रहा है। एक कृषि विशेषज्ञ को प्रणाली तापमान और वर्षा के आकड़ों पर आधारित हो सकती है, जबकि वमानिक (aviation) आवश्यकताओं के लिए किए गए वर्गीकरण में वायुप्रवाह, बादल और दृश्यता (visibility) सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्व हैं।

12 30 कोपेन का वर्गीकरण

जमन जीव वैज्ञानिक व्लादीमीर कोपेन (1846-1940), जिसने अपना अधिकांश जीवन जलवायु के अध्ययन में बिताया, ने जलवायु और वनस्पति के सम्बन्धों के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की योजना तैयार की। इसके लिए उसने फ्रांसीसी वनस्पति वैज्ञानिक डी० कडोल द्वारा तैयार किए गए मू-वनस्पति मानचित्र के जरिये सन् 1900 में अपनी स्कीम प्रस्तुत की जिसे तापमान और वर्षा के महत्त्व पर और अधिक बल देकर सन् 1918 में स्वयं सशोधित किया। तब से अनेक जलवायु वैज्ञानिकों और भूगोलशास्त्रियों ने आवश्यकतानुसार इनमें अनेक संशोधन किए हैं। विशेषकर जमन जलवायु विशेषज्ञ आर० जीजर ने कोपेन के साथ मिलकर इसमें मूलभूत परिवर्तन तथा परिवर्धन किया।

12 31 कोपेन ने सारे सस्रार को 5 जलवायु समूहों, A, B, C, D, और E में बाँटा है, जिनका तात्पर्य निम्नांकित है—

A—उष्ण कटिबंध नम (या बर) जलवायु

B—शुष्क जलवायु

C—शीतोष्ण नम जलवायु

D—तुषार बर जलवायु

E—घ्रुवीय या तुषार जलवायु

12 32 नम जलवायु (Humid Climate)

इनमें से प्रत्येक समूह में जलवायु के कई प्रकार सम्मिलित हैं, जैसे—नम जलवायु समूह A, C और D के कुछ क्षेत्रों में वर्षा, वष भर होती है, कुछ में सर्दियाँ सूखी रहती हैं और कुछ में गर्मियाँ। इस प्रकार A, C और D में प्रत्येक समूह निम्नांकित तीन प्रकारों में बाँटा गया है—

f—वे भाग जहाँ शुष्क काल अनुपस्थित हो (वष भर वर्षा वाले क्षेत्र)

s—वे भाग जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा कबल सर्दियाँ में हो)

12 22 सी डब्ल्यू थायवेट के शब्दों में "जलवायु वर्गीकरण का उद्देश्य विभिन्न जलवायु प्रकारों का वास्तविक क्रियाशील तत्त्वों के सादृश्य में सुस्पष्ट विवरण प्रदान करता है। वर्गीकरण की स्कीम न सिर्फ इन प्रकारों की भिन्नता दर्शाती बल्कि जहाँ तक सम्भव हो, इन प्रकारों के आपसी सम्बन्ध भी स्पष्ट करदे। स्कीम स्वयं इतनी पर्याप्त हो कि वह सारे ससारे के जलवायु को अंकित (point-out) करने में समर्थ हो।"

वास्तविक क्रियाशील तत्त्वों का चुनाव इस बात पर निर्भर करता है कि वर्गीकरण किस प्रयोजन से किया जा रहा है। एक कृषि विशेषज्ञ की प्रणाली तापमान और वर्षा के अंकड़ों पर आधारित हो सकती है, जबकि वुमानिक (aviation) आवश्यकताओं के लिए किए गए वर्गीकरण में वायुप्रवाह, बादल और दृश्यता (visibility) सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्त्व हैं।

12 30 कोपेन का वर्गीकरण

जमन जीव वैज्ञानिक व्लादीमीर कोपेन (1846-1940), जिसने अपनी अघिकाश जीवन जलवायु के अध्ययन में बिताया, ने जलवायु और वनस्पति के सम्बन्धों के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की योजना तैयार की। इसके लिए उसने फ्रांसीसी वनस्पति वैज्ञानिक डी० बडोल द्वारा तैयार किए गए भू वनस्पति मानचित्र के जरिये सन् 1900 में अपनी स्कीम प्रस्तुत की, जिसे तापमान और वर्षा के महत्त्व पर और अधिक बल देकर सन् 1918 में स्वयं सशोधित किया। तब से अनेक जलवायु वैज्ञानिकों और भूगोलशास्त्रियों ने आवश्यकतानुसार इनमें अनेक संशोधन किए हैं। विशेषकर जमन जलवायु विशेषज्ञ आर० जीजर ने कोपेन के साथ मिलकर इसमें भूलभूत परिवर्तन तथा परिवर्धन किया।

12 31 कोपेन ने सारे ससारे को 5 जलवायु समूहों, A, B, C, D, और E में बाँटा है, जिनका तात्पर्य निम्नांकित है—

A—उष्ण कटिबंध नम (या धन) जलवायु

B—शुष्क जलवायु

C—शीतोष्ण नम जलवायु

D—तुपार धन जलवायु

E—छद्मध्रुवीय या तुपार जलवायु

12 32 नम जलवायु (Humid Climate)

इनमें से प्रत्येक समूह में जलवायु के कई प्रकार सम्मिलित हैं, जैसे—नम जलवायु समूह A, C और D के कुछ क्षेत्रों में वर्षा, वष भर होती है, कुछ में सर्दियाँ सूखी रहती हैं और कुछ में गर्मियाँ। इस प्रकार A, C और D में प्रत्येक समूह निम्नांकित तीन प्रकारों में बाँटा गया है—

f—वे भाग जहाँ शुष्क काल अनुपस्थित हो (वष भर वर्षा वाले क्षेत्र)

s—वे भाग जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा केवल सर्दियों में हो)

W—वे भाग, जहाँ सर्दियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा केवल गर्मियों में हो)
इस तरह 9 जलवायु प्रकार प्राप्त हुए—A_f, A_s, A_w, C_f, C_s, C_w, D_f,
D_s, D_w जहाँ A_f C_f और D_f क्रमशः उष्ण बटिबिच (A), मध्य प्रदेशों (C) और
तुषार वन जलवायु (D) के उन भागों को व्यक्त करते हैं, जहाँ वर्षा का कोई भी काल
शुष्क नहीं है अर्थात् जो वर्ष भर वर्षा प्राप्त करते हैं।

इसी प्रकार A_s, C_s और D_s क्रमशः A, C और D जलवायु क्षेत्रों के वे भाग
हैं जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो और सारी वर्षा सर्दियों में ही होती हो। सैद्धान्तिक रूप से कोपेन
ने इन तीन प्रकारों को वर्गीकरण की श्रेणी में रखा है, किन्तु वास्तविकता यह है कि A_s
और D_s प्रकार की जलवायु के क्षेत्र पृथ्वी पर नगण्य हैं। उष्ण बटिबिचों और उच्च
प्रदेशों में अधिक तापमान के कारण, गर्मियों में ही नमी अधिक होती है। अतः इन
क्षेत्रों में वर्षा प्रचुर होती है तो गर्मियों में ही।

A_w, C_w और D_w क्रमशः A C और D जलवायु क्षेत्रों के वे स्थान हैं, जहाँ
सर्दियाँ सूखी और गर्मियाँ काफी नम रहती हैं।

उपयुक्त सभी जलवायु प्रकार, वर्ष भर में पर्याप्त अवक्षेपण प्राप्त करते हैं और
वनस्पति तथा वनों से भरपूर हैं। A C और D को वन जलवायु (tree climate) में भी
सम्बोधित किया जा सकता है, क्योंकि इन्हीं जलवायुओं में ऊँचे वृक्षों को उगने और बढ़ने
के लिए पर्याप्त सुविधा प्राप्त होती है।

12 33 शुष्क जलवायु समूह (B) को, शुष्कता की मात्रा के आधार पर दो
प्रकारों में बाँटा गया है—S और W

S—उस जलवायु को व्यक्त करता है, जहाँ कम से कम इतनी वर्षा हो जाती है
कि घास या स्टेपी (steppe) वनस्पतियाँ उग सकें।

W—बिल्कुल रेगिस्तानी जलवायु को व्यक्त करता हुआ, जहाँ वर्षा का नित्य त
प्रभाव रहता है।

इस तरह जलवायु प्रकार BS और BW क्रमशः अर्ध-शुष्क या स्टेपी और रेगिस्तानी
जलवायु के संकेत हैं।

12 34 ध्रुवीय जलवायु (Polar Climate)

ध्रुवीय शीत जलवायु (E) T और F प्रकारों में बाँटा गया है, जो क्रमशः ठुंडा
वनस्पति तथा स्थायी तुषार (frost) युक्त जलवायु व्यक्त करते हैं। ET जलवायु वाले क्षेत्रों
में ठुंडा वनस्पतियाँ उगने योग्य सुविधा प्राप्त करती हैं, जबकि EF जलवायु वाले क्षेत्र
वर्ष भर घने तुषार के नीचे दबे रहते हैं।

12 35 A से E तक 5 वर्गों में जलवायु को बाँटने की धारणा ज्योतिषीय वर्गी-
करण से ही ली गई प्रतीत होती है। इन वर्गों में पढ़ने वाले क्षेत्र भी ज्योतिषीय वर्गी-
करण के क्षेत्रों से बहुत कुछ क्षमता रखते हैं। अतः केवल यह है कि कोपेन का वर्गीकरण

तापमान और वर्षा—दोनों तत्त्वों पर आधारित है, जबकि ज्योतिषीय वर्गीकरण में केवल तापमान को आधार माना गया है। इसके अलावा कोपेन का वर्गीकरण विशेष महत्त्वपूर्ण इसलिए है कि इसमें तापमान और वर्षा के आकिक मानों द्वारा विभिन्न जलवायु समूहों की निश्चित सीमा निर्धारित कर दी गई है। ये मान मुख्य रूप से इस बात पर निर्भर करते हैं कि ये दोनों मौसम तत्त्व वनस्पतियों के विकास को किस प्रकार प्रभावित करते हैं।

12 40 जलवायु समूहों का सीमांकन

(1) उष्ण कटिबंधीय जलवायु (A)

जलवायु प्रकार A तीन समूहों में विभक्त हैं—Af, As और Aw।

इन तीनों के लिए तापमान की सीमा यह है कि सबसे सर्ब महीने का औसत तापमान 18°C या इससे अधिक हो।

इसके साथ यदि शुष्कतम महीने की वर्षा कम से कम 6 सेमी हो, तो जलवायु Af (बस भर वर्षा वाले उष्ण कटिबंधीय वन जलवायु) होगी। यदि ऐसा नहीं है, तो जलवायु As या Aw होगा। Af वह जलवायु है, जिसमें शुष्क महीने (6 सेमी से कम वर्षा वाले) गर्मियों में हो तथा Aw वह जलवायु है, जिसमें शुष्क महीने सर्दियों में पड़ते हो, As (शुष्क गर्मियां वाली उष्ण कटिबंधीय वन जलवायु) सप्तर के बहुत ही कम क्षेत्रों में मिलती है, क्योंकि दोनों ही गोलार्द्धों में उष्ण कटिबंध के प्राय सभी क्षेत्र गर्मी में अपनी अधिकतम वर्षा प्राप्त करते हैं।

अत स्पष्ट है कि यदि शुष्कतम महीने की वर्षा 6 सेमी से कम है, तो जलवायु प्राय Aw होगी।

12 41 उष्ण कटिबंधों में कुछ क्षेत्र ऐसे हैं जहाँ वर्ष का एक बड़ा भाग शुष्क रहता है या बहुत कम वर्षा प्राप्त करता है। लेकिन कुछ महीने, जिन्हें मानसून ऋतु कहते हैं इतनी अधिक वर्षा देते हैं कि वनों के विकास के लिए पृथ्वी की सतह को शुष्क महीनों में भी पर्याप्त नमी मिलती रहती है। 6 सेमी की सीमा सन्तुष्ट न करने के कारण, ये क्षेत्र Af जलवायु में नहीं आते। इसके अलावा नमी के दृष्टिकोण से इनकी स्थिति Aw जलवायु से अच्छी रहती है। वास्तव में इन क्षेत्रों की जलवायु Af और Aw के मध्य की स्थिति रखती है। अत इसे एक नया नाम उष्ण कटिबंधीय मानसून जलवायु (Am) दिया गया है।

Am और Aw के बीच आकिक सीमा निम्नांकित प्रकार से दी गई है —

यदि शुष्कतम महीने की वर्षा 6 सेमी से कम किन्तु $\left(10 - \frac{r}{25}\right)$ सेमी के

बराबर या अधिक हो, तो जलवायु Am होगा। यदि शुष्कतम महीने की वर्षा $\left(10 - \frac{r}{25}\right)$

सेमी से कम हो तो जलवायु Aw होगा। यहाँ r सेमी में औसत वार्षिक वर्षा का मान है।

उदाहरण के लिए, यदि किसी स्थान की वार्षिक वर्षा 175 सेमी हो तो,

$$10 - \frac{r}{25} = 3 \text{ यदि उस स्थान के शुष्कतम महीने की वर्षा 3 सेमी या अधिक (किंतु 6}$$

सेमी से कम) है तो जलवायु Am होगा। यदि शुष्कतम महीने की वर्षा 3 सेमी से कम है, तो जलवायु Aw होगा।

12 42 सक्षिप्त-विवरण

संकेत	—	सीमा	S.
(i)	(ii)		
A		सबसे सख्त महीने का औसत तापमान $> 18^{\circ}\text{C}$	
	f	शुष्कतम महीने की वर्षा (a सेमी) > 6	
	m	$10 - r/25 \leq a < 6$	
	w	$a < 10 - \frac{r}{25}$	

(2) शुष्क जलवायु (B)

वनस्पतियों के लिए प्रभावकारी नमी की मात्रा केवल वर्षा की मात्रा पर ही नहीं, बल्कि उस स्थान के वाष्पीकरण और वाष्पोत्सजन पर भी निर्भर करती है। वाष्पीकरण और वाष्पोत्सजन के माँकड़े अभी बहुत कम उपलब्ध हैं। लेकिन तापमान और अवरोपण के समुचित सतुलन से हम बात का अनुमान लगाया जा सकता है कि कितने तापमान पर वर्षा की कितनी मात्रा वनस्पतियों के लिए आवश्यक होगी। इसी सतुलन के आधार पर कोपेन ने शुष्क और नम जलवायु के बीच सीमांकन करने के लिए समीकरण स्थापित किया है। यह समीकरण इस प्रकार है —

$$r = 2(t + 7) \quad (1)$$

जहाँ, r औसत वार्षिक वर्षा (सेमी) और t औसत वार्षिक तापमान ($r^{\circ}\text{C}$) है।

यदि किसी स्थान को वास्तविक वार्षिक वर्षा (r_a), समीकरण द्वारा प्राप्त की गई मात्रा r वर्षात् $2(t + 7)$ से कम है, तो उस स्थान का जलवायु शुष्क (B) कहा जाएगा।

यदि $r_a > r$, तो जलवायु नम जलवायु (A, C या D) होगा। कोपेन के अनुसार, वास्तविक वर्षा r_a यदि r से कम हो जाए, तो वह वनों को बनाए रखने के लिए पर्याप्त नहीं होगी और वनस्पतियाँ स्टेपी प्रकार की होने लगेंगी।

समीकरण (1) से स्पष्ट है कि गर्म स्थानों पर नम जलवायु होने के लिए अधिक वर्षा की आवश्यकता होगी।

यहाँ यह नोट कर लेना आवश्यक है कि यह समीकरण अभी मही है जब वष भर वर्षा लगभग समान रूप से वितरित हो। वापेन के अनुसार यह समीकरण उ ही स्थानों के

लिए लागू हो सकेगा, जहाँ 6 गम (अप्रैल सितम्बर, उत्तरी गोलार्ध में) तथा 6 सप्ताह (अक्टूबर से मार्च, उत्तरी गोलार्ध में) महीनों की वर्षा, कुल वार्षिक वर्षा के 70% से अधिक न हो।

यदि गर्मियों की वर्षा अधिक होगी तो वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन भी अधिक होगा। अतः नम और शुष्क जलवायु के बीच वर्षा की सीमा बढ़ जाएगी। सदियों में अधिक वर्षा प्राप्त करने वाले क्षेत्रों में अपेक्षाकृत वाष्पीकरण-वाष्पोत्सजन द्वारा कम जल हास होता है। अतः इन स्थानों के लिए सीमा घट जाएगी।

इन दोनों स्थितियों के लिए कोपेन ने अलग अलग समीकरण दिए हैं

(1) यदि 70% से अधिक वर्षा 6 गर्मियों के महीने में होती है तो

$$r = 2(t + 14) \quad (ii)$$

अर्थात् यदि वास्तविक वर्षा, $2(t + 14)$ सेमी से कम है, तो जलवायु शुष्क होगा।

(2) यदि 70% से अधिक वर्षा 6 सदियों के महीनों में होती है, तो

$$r = 2(t + 1) \quad (iii)$$

अर्थात् यदि वास्तविक वार्षिक वर्षा, $2(t + 1)$ सेमी से कम है, तो उस स्थान का जलवायु शुष्क कहलाएगा।

समीकरण (1) और (2) से स्पष्ट है कि गर्मियों में अधिकतम वर्षा वाले क्षेत्रों में जलवायु शुष्क न होने के लिए, सम वर्षा वितरण वाले क्षेत्रों की अपेक्षा 14 सेमी वर्षा की आवश्यकता अधिक होगी। इसी प्रकार, समीकरण (1) और (ii) से सदियों में अधिक वर्षा वाले क्षेत्रों में जलवायु शुष्क न होने के लिए सम वर्षा वितरण वाले क्षेत्रों की अपेक्षा 12 सेमी वर्षा कम चाहिए।

12 43 शुष्क जलवायु को दो समूहों में बाँटा गया है, BS (स्टेपीजलवायु) और BW (रेगिस्तानी जलवायु)। BS वह जलवायु है, जिसमें वार्षिक वर्षा r से कम हो किंतु $\frac{r}{2}$ से अधिक हो। BW, वह जलवायु है, जिसमें वार्षिक वर्षा $\frac{r}{2}$ या उससे कम हो। यहाँ r परिस्थितियों के अनुसार (i) (ii) या (iii) द्वारा ज्ञात किया गया मान है।

12 44 उदाहरण किसी स्थान की औसत वार्षिक वर्षा यदि 25 सेमी और औसत वार्षिक तापमान 20°C हो, तो उसका जलवायु निर्धारित कीजिए—

(1) यदि वर्षा वष भर समान रूप से वितरित हो, तो

$$\begin{aligned} r &= 2(t + 7) \\ &= 2(20 + 7) \\ &= 54 \end{aligned}$$

$$\frac{r}{2} = 27$$

स्पष्ट है कि $r_a < \frac{r}{2}$

अतः उम स्थान का जलवायु 'BW' है।

(2) यदि स्थान की अधिकतम वर्षा गमियों में हो, तो

$$\begin{aligned} r &= 2(t + 14) \\ &= 2(20 + 14) = 68 \end{aligned}$$

$$\frac{r}{2} = 34$$

पुनः $r_a < \frac{r}{2}$

अतः जलवायु 'BW' है।

(3) यदि अधिकतम वर्षा सदिया में होती है तो

$$\begin{aligned} r &= 2(t + 1) \\ &= 2(20 + 1) = 42 \end{aligned}$$

$$\frac{r}{2} = 21$$

स्पष्टतः $r_a > \frac{r}{2}$ तथा $r_a < r$

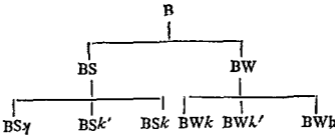
अतः इस स्थिति में जलवायु 'BS' हुआ।

12.45 सशोधित कोपेन-बर्गरण में तापमान के दृष्टिकोण से भी शुष्क जलवायु को दो भागों में बाँटा गया है —

(1) शीत शुष्क जलवायु—जिसमें शीत वार्षिक तापमान 18°C से कम हो। इसे सनेत k द्वारा प्रदर्शित किया जाता है। यदि शुष्क जलवायु ऐसा हो कि सबसे गम महीने का तापमान भी 18°C से कम हो, तो उसके लिए सनेत k' लिखा जाता है।

(2) उष्ण शुष्क जलवायु—जिसमें शीत वार्षिक तापमान 18°C से अधिक हो। इसे साधारणतः सनेत k द्वारा प्रदर्शित करते हैं।

इस प्रकार शुष्क जलवायु को इन समूहों में बाँटा गया है —



12 46 सक्षिप्त विवरण

सकेत			सीमांकन
(i)	(ii)	(iii)	
B			(i) $r_a < 2(t + 7)$, यदि गम 6 और सद 6 महीनो की कुल वार्षिक वर्षा के 70% से कम हो।
			(ii) $r_a < 2(t + 14)$, यदि गम 6 महीनो की वर्षा 70% से अधिक हो।
			(iii) $r_a < 2(t + 1)$, यदि शीतकालीन 6 महीनो की वर्षा 70% से अधिक हो।
	W		यदि वार्षिक वर्षा शुष्क जलवायु की ऊपरी सीमा के आधे के बराबर या कम हो।
	S		वार्षिक वर्षा ऊपरी सीमा से कम हो लेकिन उसके आधे से अधिक हो।
		h	$t > 18^\circ\text{C}$
		k	$t < 18^\circ\text{C}$
		k'	सबसे गम महीने का तापमान $< 18^\circ\text{C}$

(3) मध्य अक्षांशीय उष्ण नम जलवायु (C)

नम जलवायु 'C' अर्थात् नम जलवायु A और D से सबसे सद महीने के औसत तापमान द्वारा पहचाना जाता है। जलवायु 'C' में यह तापमान 18°C से कम लेकिन -3°C के बराबर या अधिक होता है। कोपन के अध्ययन के अनुसार -3°C के औसत तापमान पर धरती पर्याप्त समय तक हिम तहल से ढकी रह सकती है यह सीमा उद्दान C और D जलवायु के लिए निर्धारित की है। इसके अलावा यह आवश्यक है कि C जलवायु में उष्णतम महीने का तापमान 10°C से अधिक हो। यह सीमा C और D जलवायु को E से अलग करने के लिए निश्चित की गई है।

जैसाकि उद्धृत किया जा चुका है वष के शुष्क प्रवधि के आधार पर जलवायु 'C' को तीन भागों में बाँटा गया है —

- (i) Cs—जहाँ गर्मियाँ शुष्क हों, और अधिकतर वर्षा सर्दियों में होती हो।
- (ii) Cw—जहाँ सर्दियाँ शुष्क हों और अधिकांश वर्षा गर्मियों में होती हो।
- (iii) Cf वह जलवायु जिसमें वष का कोई भी भाग शुष्क न हो।

इन तीनों को ध्यान करने के लिए A जलवायु में निर्धारित 6 सेमी वर्षा की सीमा उपयुक्त नहीं है। A जलवायु वाले क्षेत्र (निम्न प्रशांति) में सभी ऋतुओं में तापमान पारस्पर (रेज) बहुत कम होने का कारण नगण्य समझा जा सकता है, किंतु मध्य प्रशांति में जहाँ C जलवायु प्रभावकारी है, यह परिसर इतना अधिक है कि C जलवायु को शुष्क जलवायु में धन्य रखने के लिए विभिन्न ऋतुओं के लिए धन्य-धन्य सीमा निर्धारित करने की आवश्यकता है। ये सीमाएँ इस प्रकार दी गई हैं —

(1) C₃—यह जलवायु है जिसमें शुष्कतम महीने (गमिया में) की वर्षा सर्वाधिक नम महीने (गमिया में) की वर्षा के एक तिहाई से कम हो। इस शुष्कतम महीने की वर्षा की मात्रा भी 3 सेमी या कम होनी चाहिए। C₃ जलवायु के लिए 3 सेमी की सीमा की आवश्यकता इसलिए पड़ी कि उत्तरी और दक्षिणी अमेरिका के मध्य प्रशांति में पड़ने वाले पश्चिमी तट के कुछ स्थान, सर्दिया में अधिकतम वर्षा तो प्राप्त करते हैं लेकिन यहाँ गमियाँ भी इतनी शुष्क नहीं होती कि उन्हें C₃ जलवायु में अतगत रखा जा सके। अतः गमियाँ के शुष्कतम महीने के लिए 3 सेमी वर्षा की एक अतिरिक्त सीमा निर्धारित की गई है।

(2) C₄—इसमें शुष्कतम महीने (गमियाँ में) की वर्षा, सर्वाधिक नम महीने (गमियाँ में) की वर्षा के 1/10 से कम होनी चाहिए।

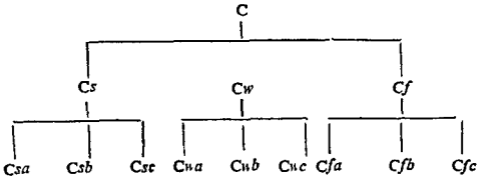
(3) C_f यदि चरम महीना की वर्षा का अन्तर उपयुक्त सीमाओं से कम है, तो जलवायु C_f होगा।

(4) मध्य प्रशांतीय अमेरिका के पश्चिमी तट के ऐसे स्थान जहाँ शुष्क गमियाँ म सबसे सूखे महीने की वर्षा 3 सेमी से अधिक हो, किंतु सबसे नम महीने की वर्षा के एक तिहाई से कम होती हो, जिस जलवायु के अतगत होते हैं उसे C₃ का नाम दिया गया है। इसका तात्पर्य यह है कि इन स्थानों पर गमियाँ शुष्क तो हैं पर अपेक्षाकृत अधिक शुष्क नहीं।

12 47 °C जलवायु के उपयुक्त उपवर्ग वर्षा के आधार पर दिए गए हैं। तापमान के आधार पर भी इस जलवायु को कई समूहों में विभक्त किया जा सकता है। सबसे गम और सबसे नम महीनों के औसत तापमान की सीमाएँ निर्धारित करने कोष में जलवायु °C को पुनः तीन समूहों a, b, और c में विभक्त किया है जो इस प्रकार हैं —

- (i) a—उष्ण गमियाँ का जलवायु, जिसमें सबसे गम महीने का तापमान 22°C या इससे अधिक हो।
- (ii) b—सबसे गम महीने का तापमान 22°C से कम हो किंतु कम से कम 4 गम महीना का तापमान 10°C या इससे अधिक हो।
- (iii) c—सबसे गम महीने का तापमान 22°C से कम हो और 4 से कम ऐसे महीने हों जिनका तापमान 10°C या इससे अधिक हो।

इस प्रकार जलवायु 'C' निम्नांकित समूहा में बाँटा गया है —



इनमें से जलवायु Csc (वे मध्य अक्षांशीय नम जलवायु जहाँ गर्मियां शुष्क हों, सबसे गम महीने का तापमान 23°C से कम तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो) और Cwc (वे मध्य अक्षांशीय नम जलवायु जहाँ सर्दियाँ शुष्क हों, सबसे गम महीने का तापमान 22°C तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो) पृथ्वी पर वास्तविक रूप से लगभग नहीं पाये जाते।

148 संक्षिप्त विवरण

- संकेत			सीमांकन
(i)	(ii)	(iii)	
C			सबसे-गम महीने का औसत तापमान $> 10^{\circ}\text{C}$ तथा सबसे सूखे महीने का औसत तापमान 18°C तथा -3°C के मध्य हो। ✓
	s		शुष्कतम महीने (गर्मियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (सर्दियों में) की वर्षा के एक तिहाई से कम हो तथा 3 सेमी से कम हो।
	w		शुष्कतम महीने (सर्दियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (गर्मियों में) की वर्षा के $1/10$ से कम हो।
	f		वर्षा <i>s</i> और <i>w</i> की सीमाधारा में न पड़े।
		a	उष्णतम महीने का तापमान 22°C या अधिक।
		b	उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C से कम तथा चार या अधिक महीने का तापमान 10°C या अधिक हो।
		c	उष्णतम महीने का तापमान 22°C से कम तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो।

(4) तुल्य-वन जलवायु (D)

यह नम जलवायु अथवा नम जलवायु वर्गों A और C से इस बात में भिन्न है कि इसमें सर्दियों का महीना हिम से ढका होता है। इस समय वनस्पतियाँ सुप्तावस्था में होती

है। लेकिन गर्मियों में इतना जल, वर्षा और तुषारपात द्वारा प्राप्त हो जाता है, जो वर्ष भर वृक्षा और अन्य वनस्पतियों के लिए पर्याप्त रहता है। अन्य नम जलवायु वर्गों से द्राक्षा मौसमिकता तापमान के आधार पर किया गया है।

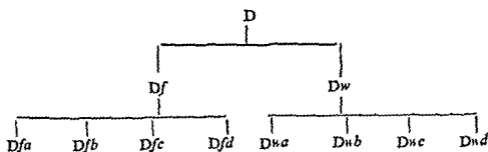
'D' जलवायु में उष्णतम महीने का तापमान 10°C से अधिक तथा सबसे سرد महीने का तापमान -3°C या इससे कम होना चाहिये।

A और C की तरह D भी तीन जलवायु समूहों D_f , D_s तथा D_w में बाँटा जा सकता है। जलवायु ' D_s ' अर्थात् शुष्क गर्मियों वाला तुषार वन जलवायु पृथ्वी पर वास्तविक रूप से लगभग नहीं पाया जाता। इन क्षेत्रों में अधिकांश अवक्षेपण उच्च तापमान के कारण गर्मियों में होता है। सर्दियों का तापमान इतना कम होता है कि पृथ्वी अधिवर्तक बर्फ से ढकी होती है। अतः इन दिनों अवक्षेपण की सम्भावना बहुत कम हो जाती है।

D_f , D_s और D_w के लिए अवक्षेपण की वही सीमाएँ निर्धारित की गई हैं, जो C_f , C_s और C_w के लिए हैं।

तापमान के आधार पर जलवायु D को चार उप-समूहों a , b , c , और d में बाँटा गया है। a , b और c के लिए वही सीमाएँ लागू होती हैं, जो जलवायु 'C' में इनके लिए निर्धारित हैं। सबसे 'd' अत्यधिक ठंडे सर्दियों वाले जलवायु को व्यक्त करने के लिए उपयोग में लाया गया है। इसके लिए सबसे ठंडे महीने का औसत तापमान -38°C से भी कम होना चाहिये।

'D' जलवायु-समूहों को इस प्रकार वर्गीकृत किया जा सकता है



12 49 सक्षिप्त परिचय

सकेत			सीमांकन
(i)	(ii)	(iii)	
D			उच्चतम महीने का औसत तापमान $> 10^{\circ}\text{C}$ तथा सबसे सद महीने का औसत तापमान $\leq -3^{\circ}\text{C}$
	s		शुष्कतम महीने (गर्मियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (सर्दियों में) की वर्षा के एक तिहाई से कम हो तथा 3 सेमी से कम हो।
	w		शुष्कतम महीने (सर्दियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (गर्मियों में) की वर्षा के 1/10 से कम हो।
	f		वर्षा s और w की सीमा में न पड़े।
	a		उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C या अधिक हो।
	b		उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C से कम हो तथा चार या अधिक महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो।
	c		उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C से कम हो तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो।
	d		जब सबसे सद महीने का औसत तापमान -38°C से कम हो, तो a, b और c के स्थान पर d सकेत लागू हो जाता है।

(5) ध्रुवीय जलवायु (E)

ध्रुवीय प्रदेशों के वे भाग, जहाँ उष्णतम महीने का तापमान 10°C से कम पाया जाए, 'E' जलवायु में आते हैं।

ध्रुवीय क्षेत्रों के बाहर ऊँचाइयों पर स्थित कुछ स्थान भी तापमान की इस सीमा पर खरे उतरते हैं। ऐसे क्षेत्रों को H जलवायु से सम्बोधित किया गया है।

E जलवायु को दो समूहों में बाँटा गया है —

(1) ET—जिसमें उष्णतम महीने का तापमान 0°C से ऊपर आ जाता है। इन क्षेत्रों में टुंड्रा वनस्पतियाँ पाई जाती हैं।

(2) EF—जिसमें उष्णतम महीने का तापमान 0°C से भी नीचे रहता है। ये क्षेत्र स्थायी तौर पर बर्फ की मोटी तहों से ढके रहते हैं।

12 50 पृथ्वी का सर्वाधिक क्षेत्र 'A' जलवायु घेरता है, जो पृथ्वी के कुल क्षेत्रफल के एक तिहाई से अधिक है। सबसे कम क्षेत्र (कुल क्षेत्रफल के 1/10 से कम)

'D' जलवायु का है। जलवायु 'B' इससे कुछ ही अधिक दोष घेर पाता है। पृथ्वी पर विभिन्न जलवायु समूहों द्वारा प्रभावित भागों का प्रतिशत क्षेत्रफल सारणी (12.2) में दिया गया है —

सारणी 12.2
जलवायुविक मागों का प्रतिशत क्षेत्रफल

जलवायु समूह	महादीप	महासागर	सम्पूर्ण पृथ्वी
As	9.4	28.6	23.0
Aw	10.5	14.1	13.0
A	19.9	42.7	36.1
BS	14.3	3.6	6.7
BW	12.0	0.6	3.9
B	26.3	4.2	10.6
Cw	7.6	0.4	2.5
Cs	1.7	2.9	2.6
Cf	6.2	28.6	22.1
C	15.5	31.9	27.2
Dw	4.8	0.2	1.5
Ds	16.5	1.5	5.8
D	21.3	1.7	7.3
ET	6.9	16.0	13.4
EF	10.0	3.5	5.4
E	17.0	19.5	18.8

'B' और D मुख्यतः महाद्वीपीय जलवायु है। अतः महासागरो के ऊपर इनका क्षेत्रफल बहुत कम है, जबकि महाद्वीपो में शुष्क जलवायु का भाग 25% से अधिक है। 'D' जलवायु का भाग भी महाद्वीपो में कुल क्षेत्रफल के 1/5 से अधिक है। अतः जलवायु वर्गों के लिए महासागरीय और महाद्वीपीय भागों का अपेक्षित महत्त्व लगभग समान है।

12 51 कोपेन के जलवायु वर्गों का वास्तविक भौगोलिक बंटन महाद्वीपों पर इस प्रकार है —

A—विषुवत् रेखीय क्षेत्रों तथा निम्न अक्षांशों में।

B—उप-उष्ण कटिबंधीय महाद्वीपों के पश्चिमी भाग।

C—उप-उष्ण कटिबंधीय महाद्वीपों के पूर्वी भाग तथा मध्य अक्षांशीय महाद्वीपों के पश्चिमी भाग।

D—मध्य अक्षांशीय महाद्वीपों के पूर्वी भाग।

E—ध्रुवीय क्षेत्र।

12 60 कोपेन वर्गीकरण के गुण और दोष

सम्पूर्ण पृथ्वी के विभिन्न जलवायु क्षेत्रों को मूलभूत तत्त्वों के आधार पर एक सम-प्रणाली द्वारा अलग-अलग सफलतापूर्वक वर्गीकृत करने का सबसे पहला प्रयास कोपेन ने किया, जिसका जलवायु विज्ञान के क्षेत्र में स्वागत हुआ।

जल और ऊष्मा मारे कार्बनिक और अकार्बनिक जगत के लिए सर्वाधिक महत्त्वपूर्ण तत्त्व हैं। इन्हीं दो तत्त्वों के मौसमी प्रतिरूपों—वर्षा और तापमान के आधार पर कोपेन ने विभिन्न जलवायु प्रकारों के लिए यथाथ और सरल सीमाएँ निर्धारित कीं। स्वाभाविक रूप से इन जलवायु तत्त्वों की प्रधानता के कारण स्थानों की भौगोलिक स्थिति को कोई महत्त्व नहीं दिया जा सका है।

वर्षा और तापमान के औसत वार्षिक मानों के अतिरिक्त, इनकी मौसमी प्रवृत्ति का समावेश भी अनेक स्थलों पर बड़ी सजगता से किया गया है।

जलवायु समूहों के सांकेतिक नामकरण से वर्गीकरण और अधिक ग्राह्य हो गया है। इस विधि से विभिन्न जलवायु समूहों की एक दृष्टि में तुलना सरल हो जाती है।

इन विशेषताओं के साथ ही इस वर्गीकरण के कुछ दोष भी हैं, जो निम्नांकित हैं—

(1) कोपेन का वर्गीकरण स्वभावतः आनुभाषिक (इम्पिरिकल) है जननिक नहीं।

(2) वर्षा और तापमान की सीमाएँ, कोपेन ने अपने निजी, अनुभव के आधार पर जो उचित समझा, निर्धारित कर दी हैं। इसके लिए कोई दृढ़ गणितीय आधार या तक नहीं दिया गया है।

(3) दो जलवायु समूहों के बीच सीमा रेखा बिल्कुल यथाथ होने से कठिनाई उत्पन्न हो सकती है। जलवायु परिवर्तन, साधारणतः शून्य शून्य होता है। ऐसा नहीं होता कि एक जलवायु, सीमा रेखा पर आकर एकाएक अपनी विशेषताएँ समाप्त कर ले और रेखा के दूसरी

घोर, दूसरा जलवायु प्रकार एकाएक ही धारम्भ हो जाए। एक जलवायु क्षेत्र का कुछ भाग सीमा रेखा के दूसरी ओर पठ जाना बहुत स्वामाबिक है।

(4) बर्गीकरण में अग्र्य जलवायु तत्वों पर विचार नहीं किया गया है। या यह तब पहले दिया जा चुका है कि वनस्पतियों पर प्रभाव के दृष्टिकोण से वर्षा और तापमान सर्वाधिक महत्वपूर्ण हैं और अग्र्य तत्वों का प्रभाव भी किसी हद तक इन तत्वों में निहित है फिर भी अग्र्य तत्वों को सव्या नगण्य कर देना इस बर्गीकरण की कमी ही मानी जाएगी। विशेषकर वाष्पीकरण और वाष्पोत्सजन वनस्पति जगत् के लिए तापमान और वर्षा से कम महत्व नहीं रखत। इस का विचार थान्यवेट तथा अग्र्य विद्वानों ने अपन बर्गीकरण में किया है।

(5) निम्न भूमि तलों के लिए जो सीमाएँ निर्धारित की गई हैं, ऊँचाई पर स्थित क्षेत्रों के लिए भी उही को लागू करना अनुपयुक्त है।

12 61 कोपेन बर्गीकरण के पूरक उप-विभाजन की संकेतावली

11 प्रमुख जलवायु समूहों $A_f, A_w, BS, BW, C_f, C_n, C_s, D_f, D_w, ET$ तथा EF के तीसरे स्थान पर h, k, k', a, b, c और d संकेत लिख कर अनेक उप समूह बनाये गये हैं जिनका विवरण ऊपर के अनुच्छेदों में दिया गया है। इसके प्रतिरिक्त कुछ और संकेत विशेष जलवायु क्षेत्रों के लिए प्रयुक्त किये जाते हैं जिनका संक्षिप्त विवरण निम्नांकित है —

संकेत

विवरण

—घापिक तापमान परिसर 5°C से कम हो।

—सम शीतोष्ण जलवायु, जिसमें हर महीने का औसत तापमान 10°C और 22°C के मध्य हो।

—अधिक कुहरे वाला जलवायु।

—अधिक आद्रता किंतु कम कुहरा, कम वर्षा, उष्णतम महीने का तापमान 22°C से कम हो।

— n की दशाएँ किंतु उष्णतम महीने का तापमान 22°C तथा 28°C के बीच।

—उष्ण अयनात के बाद सर्दी।

—पतझड़ के बाद सर्दी।

—पतझड़ के बाद वर्षा ऋतु।

12 62 कोपेन के जलवायु बर्गीकरण का सशोधन

(1) रसल (कलीफोर्निया, विश्वविद्यालय) ने कोपेन के जलवायु सीमांकन में कुछ मामूली सशोधन प्रस्तावित किया है। वे C और D के बीच सबसे सद महीने के तापमान की सीमा 0°C उपयुक्त बतलाते हैं, जबकि कोपेन ने यह सीमा -3°C निर्धारित की है।

(2) रसल के अनुसार सबसे सद महीने का 0°C तापमान का यही सीमा उष्ण (h) और शीतल (k) जलवायु के बीच रखनी चाहिए। कोपेन ने यह सीमा औसत वार्षिक तापमान -18°C , निर्धारित की है। रसल का तर्क यह है कि जलवायु के दृष्टिकोण से

उष्ण और शीत क्षेत्रों को मिला करने के लिए सबसे सद महीने का तापमान, वार्षिक तापमान की अपेक्षा अधिक महत्त्व रखता है।

(3) कोपेन वर्गीकरण में तापमान तथा वर्षा की सीमाओं में विपमता के कारण कुछ स्थानों के जलवायु निर्धारित न सशय हो जाता है। उदाहरण के लिए, फाकलैण्ड द्वीप में स्थित वेप पेम्ब्रोक् नामक स्थान के आँकड़े देखिए।

तापमान (°C)	ज	फ	मा	अप्रै	मई	जून	जु	अ	सि	अ	न	दि	वार्षिक
	71	93	86	65	46	31	26	30	41	54	66	79	60
वर्षा (समी)	71	66	59	61	63	53	51	51	28	41	59	71	67.5

तापमान के आधार पर यह स्थान E T जलवायु के अन्तर्गत आता है क्योंकि उष्णतम महीने (जनवरी) का तापमान 10°C से कम है तथा सबसे सद महीने (जुलाई) का तापमान 0°C से अधिक है। अवक्षेपण के आँकड़ों के अनुसार, यह स्थान C या D जलवायु में आ सकता है। अतः केवल तापमान के कारण इसे E T में रखना उचित नहीं है।

ऐसी परिस्थितियों के लिए शीतल ग्रीष्म तथा मृदु (Mild) शीत वाले नम जलवायु के मिला समूहों की रचना करनी चाहिए, जिसे 'E T' जलवायु से मिला किया जा सके।

(4) निम्न ऊँचाइयों के 'C' जलवायु क्षेत्रों के विपुल रेखा के पास अधिक ऊँचाइयों पर स्थित स्थानों से, जो 'C' जलवायु की सीमा में आते हैं, मिला करने के लिए कसौटी (Criterion) बनाने चाहिए।

(5) त्रिवार्षिक, Cs Cf, और Cw का वर्गीकरण उपयुक्त नहीं मानते क्योंकि ये समूह मिट्टी, वनस्पति तथा संस्कृति की सही तस्वीर प्रदर्शित नहीं करते। वे Cs, Ca और Cb जलवायु समूहों का प्रस्ताव करते हैं, इस प्रकार Cs—उप उष्ण कटिबंधीय जलवायु, जिसमें उच्च दाब (प्रतिचक्रवात) पेटिका के कारण गर्मियाँ शुष्क रहती हैं तथा सीमावर्त चक्रवातों व पछुवा वायु प्रवाह के कारण सर्दियों में अच्छी वर्षा होती है।

Ca—उप उष्ण कटिबंधीय नम जलवायु जहाँ वायुमण्डल के घस्यायित्व के कारण गर्मियों में प्रतिचक्रवात खण्डित हो जाता है और वर्षा होती है। Cs में दिए गए कारकों से ही ये स्थान सर्दियों में भी वर्षा प्राप्त करते हैं।

Cb—मध्य अक्षांशों के शीतल ग्रीष्म वाले वे क्षेत्र जो महाद्वीपों के पठारभूमिमुखी भागों में पड़ते हैं और वष भर चक्रवाती प्रणालियों से प्रभावित रहते हैं।

Ca और Cb जलवायु वर्गों के त्रिवार्षिक न पुन f और w उप विभागों में बाँटने का प्रस्ताव किया।

1270 थान्थवेट का वर्गीकरण (1931)

कोपेन की ही तरह वनस्पति विकास के आधार पर अमेरिकन जलवायु विशेषज्ञ थान्थवेट (1899-1963) ने 1931 में एक नया वर्गीकरण प्रस्तुत किया, जिसे पहले

उत्तरी अमरिका तथा इसके बाद सन् 1933 में पूरे उत्तर के जलवायु वर्गीकरण के लिए प्रयुक्त किया गया। इस वर्गीकरण में भी जलवायु समूहों को सचेतकालियों द्वारा प्रदर्शित किया गया है तथा उनकी सीमाएँ परिमाणात्मक रूप से निर्धारित की गई हैं।

घाचवट वर्गीकरण की विशेषता और कोपेन के वर्गीकरण से उसका मुख्य अन्तर यह है कि इसको घाचरीकरण के प्रभाव पर विचार करने वनस्पतियों के लिए प्रभावकारी वर्षा तथा प्रभावकारी तापमान के आधार पर जलवायु को विभक्त किया गया है, न कि वर्षा और तापमान के वास्तविक अंकड़ों के आधार पर। इस विचारधारा से कोपेन वर्गीकरण को एक महत्त्वपूर्ण कमी दूर हो जाती है।

12.71 प्रभावकारी वर्षा के परिमाणारमक मूल्यांकन के लिए घाचवट ने भ्रवक्षेपण प्रभावकारिता के अनुपात या P E (Precipitation Efficiency) अनुपात की धारणा प्रस्तुत की और उसकी गणना के लिए निम्नांकित सूत्र दिया —

$$\text{मासिक P E अनुपात} = \frac{\text{वर्षा मासिक भ्रवक्षेपण (P)}}{\text{कुल मासिक वाष्पीकरण (E)}} \quad (i)$$

वर्षा के 12 मास के P-E अनुपात का योग P-E सूचक (Index) कहलाता है। इसलिए—

$$P-E \text{ सूचक (I)} = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i}{E_i} \quad (ii)$$

जहाँ P_i और E_i क्रमशः i th महीने का भ्रवक्षेपण और वाष्पीकरण है।

12.72 लेकिन उत्तर के किसी भी भाग में वाष्पीकरण के अंकड़ों पर्याप्त मात्रा में उपलब्ध नहीं हैं, अतः अधिक स्टेशनों पर P-E सूचको को, सूत्र (2) में सीधी गणना करना सम्भव नहीं है। केवल कुछेक स्थानों पर, जहाँ वाष्पीकरण के प्रेक्षण अनेक वर्षों से लिए जा रहे हैं, P-E सूचक इस सूत्र द्वारा ज्ञात किये जा सकते हैं। किन्तु इन कुछ सूचकों के आधार पर वर्गीकरण ग्राह्य नहीं हो सकता।

पश्चिमी यू० एस० ए० के 21 स्टेशनों पर 4 से 12 वर्ष तक के अप्रैल से सितम्बर तक के लिए, वाष्पीकरण के अंकड़ें उपलब्ध थे। इनके आधार पर घाचवट ने भ्रवक्षेपण, (P) वाष्पीकरण (E) तथा तापमान (T) के आपसी सम्बन्धों का अध्ययन करने निम्नांकित आनुभविक सूत्र स्थापित किया —

$$P-E \text{ अनुपात} = \frac{P}{E} = 115 \left(\frac{P}{T-10} \right)^{1/2} \quad (iii)$$

जहाँ P, इन्चों में औसत मासिक वर्षा तथा T, अश फेरेनहाइट में औसत मासिक तापमान है।

12.73 समीकरण (iii) से हर स्टेशन के लिए वर्षा और तापमान के अंकड़ों के आधार पर P-E अनुपात की गणना करने की सुविधा मिल गई। लेकिन यह सम्बन्ध पश्चिम यू० एस० ए० के केवल 21 स्टेशनों के अधीन ऋतु के प्रेक्षणों पर ही आधारित है अतः इसे सभी क्षेत्रों और ऋतुओं के लिए लागू करने में स्वाभाविक तौर पर गम्भीर आलोचना की जा सकती है।

वर्षा, हिमाक के नीचे, तापमान पर वनस्पतियों के लिए कोई सीधा उपयोग नहीं रखती। प्रानुभाविक अध्ययन से यह साबित हुआ है कि निम्नतम शीतत मासिक तापमान के -2°C (28.4°F) या इससे कम हो जाने पर, वनस्पतियों के लिए वर्षा प्रभावकारी नहीं रह जाती। अतः इससे कम तापमान हो जाने पर भी सूत्र (III) में P/E की गणना के लिए $T = 284$ ही रखना चाहिए।

12 74 I = वर्ष के 12 मासिक ध्यन्जको $115 \left(\frac{P}{T-10} \right)^{1.0}$ का योग, I की

गणना और सतार के विभिन्न वनस्पति प्रदेशों से उनकी तुलना के आधार पर, थायबेट न पथी के जलवायु को मुख्य वनस्पतियों के अनुसार, 5 भाद्र ता वर्गों, जिन्हें भाद्र ता प्रदेश (Humidity Province) कहते हैं, में बाँटा है। इस प्रकार

भाद्र ता प्रदेश	वनस्पतियों के प्रकार	सूचकांक (I)
A, वन प्रदेश (wet)	घने वन	128 या अधिक
B, भाद्र (humid)	वन	64-127
C, अल्पाद्र (sub humid)	घास के मैदान	32-63
D, अर्ध शुष्क (semi-arid)	स्टेपी वनस्पतियाँ	16-31
E, शुष्क (arid)	मरुस्थल	15 या कम

12 75 वर्षा के मौसमी वितरण को महत्त्व देने के लिए प्रत्येक भाद्र ता प्रदेशों में 4 उप-विभाजन करते हैं। यह विभाजन सर्वाधिक वर्षा वाली ऋतु के P-E सूचक के मान पर आधारित किया गया है। उप विभाजन ये हैं :—

- r सभी ऋतुओं में अधिक वर्षा हो,
- s गर्मियों में वर्षा कम हो,
- w सर्दियों में वर्षा कम हो,

और d सभी ऋतुओं में कम वर्षा हो।

यह स्पष्ट है कि प्रत्येक भाद्र ता प्रदेश में वास्तविक रूप में चाहे उप विभाजन नहीं पाये जा सकते।

12 76 पौधों के विकास के लिए प्रभावकारी तापमान की गणना के लिए थान्य बेट ने तापमान क्षमता (Temperature Efficiency) या T-E अनुपात तथा T-E सूचक

(I') की धारणा दी। मासिक अनुपात $T-E = \frac{T-32}{4}$

BB'w	CB'r,	DB's,
BB's,	CB'w,	DB'd,
BC'r	CB's,	DC'd
BC's,	CB/d	
	CC'r	
	CC's	
	CC'd	

उन क्षेत्रों में, जहाँ तापमान-क्षमता की सीमा पौधों के विकास के लिए पर्याप्त है, जलवायु निर्धारण के लिए, P-E सूचकांक का उपयोग किया जाता है। इस प्रकार के प्रदेश A, B, C, D और E हैं। अन्य प्रदेशों के लिए तापमान क्षमता ही जलवायु निर्धारण के लिए प्रमुख तत्त्व मानी जाती है। प्रदेश D', E' और F' में जलवायु समूहों की सीमाएँ मुख्यतः T-E सूचकांक द्वारा निर्धारित की जाती हैं।

12 79 इसमें सन्देह नहीं कि सैद्धांतिक रूप से थान्यवेट का वर्गीकरण वाष्पीकरण के समावेश के कारण वास्तविकता के अधिक निकट है, किंतु P-E सूचकांक की गणना के लिए जो धानुभक्त सूत्र दिया गया है, एक क्षेत्र के छोड़े से आकड़ा पर आधारित होने के कारण उसकी सत्र उपयोगिता सन्देहपूर्ण है।

कोपेन की तरह सरल सकेतावलियों के उपयोग से थायवेट ने पृथ्वी को 32 जलवायु क्षेत्रों में विभाजित किया तथा उनकी परिमाणात्मक सीमाएँ निर्धारित की। कोपेन के वर्गीकरण में केवल मुख्य जलवायु समूह ही प्राप्त हैं।

P-E सूचकांक नम जलवायु क्षेत्रों (A, B, C) के आद्रता मानों को भी परिमाणात्मक रूप से अलग कर देते हैं, जबकि कोपेन ने केवल शुष्क और नम जलवायु के बीच अन्वेषण की एक सीमा निर्धारित कर दी है। यह थायवेट वर्गीकरण की एक अतिरिक्त विशेषता है जबकि सूत्रों की गणना अपेक्षाकृत कठिन होना इसका एक दोष है।

कोपेन और थायवेट के जलवायु क्षेत्र, एक-दूसरे से सपाती नहीं होते। उदाहरण के लिए, थायवेट वर्गीकरण में उष्ण कटिबंधीय वर्षा के घने वनों वाले जलवायु का क्षेत्र कोपेन की अपेक्षा बहुत कम है।

12 80 थान्यवेट का वर्गीकरण (1948)

सन् 1948 में थायवेट ने विभव वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन (Potential Evapotranspiration) की एक नई धारणा प्रस्तुत की। प्राकृतिक सतहों से वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन द्वारा जल वाष्प का ह्रास साधारणतः सीधे तौर पर नहीं मापा जा सकता। अतः इसके आकलन के लिए कई अप्रत्यक्ष विधियाँ दी गई हैं। एक विधि आद्रता सतुलन समीकरण,

$$\text{वर्षा} = \text{अपवाह (Runoff)} + \text{वाष्पीकरण} - \text{वाष्पोत्सर्जन} + \text{भूमि आद्रता सग्रह (Soil moisture storage)}$$

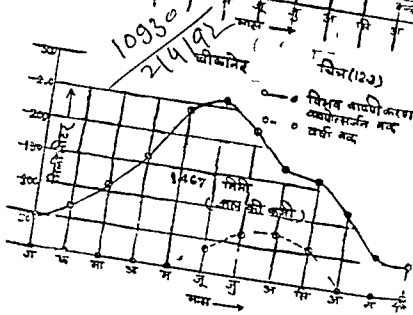
पर आधारित है। इस विधि को वास्तविक रूप से प्रयुक्त करने के लिए छोटी वनस्पतियों युक्त एक भू खण्ड निर्धारित कर लेना चाहिए, जिस पर वर्षा, अपवाह तथा तौल में अन्तर द्वारा भूमि आद्रता का माप लिया जा सके। इस तकनीक से दैनिक वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन का मान आकलित किया जा सकता है।

यदि इस भू खण्ड की जल द्वारा नियमित सिंचाई होती रहे, तो वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन द्वारा जल का ह्रास अधिकतम संभावित मात्रा में होगा। यही अधिकतम-

342/मौसम विज्ञान

वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन, विभव वाष्पीकरण-वाष्पोत्सजन कहलाता है। अतः किसी स्थान पर विभव वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन द्वारा उस भ्रवस्था में होती है, जब वहां की भूमि को इस कार्य के लिए हमेशा पर्याप्त जल मिलता रहे। भूमि छानता संग्रह का मान प्रचुर मानकर, कुल वर्षा में अतः श्रवण (Percolation) की मात्रा घटा देने से विभव-वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन का शकलन किया जा सकता है।

शुष्क जलवायु क्षेत्र जयपुर (राजस्थान) तथा शुष्क जलवायु क्षेत्र बीकानेर (राजस्थान) का वार्षिक छानता बजट चित्र (12.1 और 12.2) में प्रदर्शित किया गया है। यह बजट घाघघेट विधि पर तयार किया गया है। बीकानेर में वर्ष का प्रत्येक भाग जल की अत्यधिक कमी महसूस करता है, जबकि जयपुर में जुलाई से अगस्त के तीसरे सप्ताह तक वर्षा का बरफ, विभव वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन बरफ से उपर है। निश्चित रूप से इस अवधि में जल अधिकतम रहता है। इस अधिकतम का एक भाग भूमि छानता के रूप में संग्रह हो जाता है, तथा शेष भाग अपवाह के रूप में बह जाता है। इनकी मात्राएँ चित्र में दी गई हैं।



12 81 थायवेट ने विभव वाष्पीकरण-वाष्पोत्सजन तथा आद्रता बजट के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की एक योजना प्रस्तुत की। थायवेट के अनुसार, मासिक विभव वाष्पीकरण-वाष्पोत्सजन (PET) का मान सभी मौसम वेधशालाओं के लिए माध्य मासिक तापमान ($t^{\circ}\text{C}$) के आधार पर, निम्नांकित सूत्र द्वारा ज्ञात किया जा सकता है —

$$PET = 1.6 \left(\frac{10t}{1} \right)^a$$

जहाँ I एक उष्मा सूचकांक (heat index) है, जो एक स्थान विशेष के लिए भ्रवर होता है। इसका मान ज्ञात करने के लिए निम्नांकित सूत्र दिया गया है —

$$I = \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{t_j}{5} \right)^{1.514}$$

जहाँ t_j वर्ष के j th महीने का मासिक तापमान ($^{\circ}\text{C}$) है। घातांक a का मान अनुभविक विधिया से ज्ञात किया जाता है, जो I के त्रिघातीय फलन के रूप में आता है। इन गुणकों का मान आसानी से ज्ञात करने के लिए सारणियाँ तैयार की हुई हैं।

उपयुक्त सूत्र द्वारा PET का मान (सेमी में) उस मानक परिस्थिति में आता है, जब दिन का मान 12 घण्टे और महीने का मान 30 दिन लिया जाए। वास्तविक दिन की अवधि के इससे विचलन के लिए PET के मानों का सामंजस्य करना आवश्यक है। इसके लिए भी सारणी उपलब्ध है।

मासिक जल आधिक्य (water-surplus) S तथा जल की कमी D का मान, आद्रता द्वारा निर्धारित किया जा सकता है। भूमि आद्रता सगह की मात्रा भी इस गणना में सम्मिलित करनी आवश्यक है।

PET, S और D के मान पर आधारित निम्नांकित आद्रता सूचकांक (I_m) की परिभाषा थायवेट ने दी, जो जलवायु वर्गीकरण की सहायक सीमाएँ निर्धारित करती हैं

$$I_m = \frac{100 S - 60 D}{PET}$$

इस परिभाषा में गुणक 100 और 60 क्रमशः S और D के भार (weight) के रूप में प्रयुक्त किये गए हैं। जलाधिक्य (S) को अधिक भार देने का कारण यह है कि इसका एक भाग भूमि आद्रता के रूप में संचयित हो जाता है, जो शुष्क अवधि में जड़ों द्वारा वाष्पोत्सजन के रूप में पुनः बाहर आ जाता है।

12 82 इस सूचकांक के आधार पर जलवायु प्रकारों का निम्नलिखित वर्गीकरण किया गया —

सूचकांक (I_m)
 - 40 से -60
 - 20 से -40
 + 20 से -20
 + 20 से -अधिक

जलवायु प्रकार
 शुष्क
 अर्द्ध-शुष्क
 अल्पाद्र
 आद्र

12 83 सन् 1955 में भार गणकों को इस अनुभव के बाद हटा दिया गया कि जल की कमी की अवस्था तभी आरम्भ होती है, जब भूमि आद्रता का वाष्पीकरण होने लगता है। इस संशोधन में भी यह धारणा प्रयुग्ण रखी गई है कि भूमि-आद्रता सप्रह की मात्रा चर होती है, जो मिट्टी और वनस्पतियों के प्रकार पर निर्भर करती है तब वाष्पीकरण की दर भी परिवर्तनशील रहती है।

$$\text{अतः } I_m = \frac{100 (S - D)}{PET}$$

$$\text{या } I_m = 100 \left(\frac{r}{PET} - 1 \right)$$

जहाँ, r वार्षिक वर्षा (सेमी) है।

नई धारणा के अनुसार, PET के मानों से ऊष्मा-क्षमता की व्युत्पत्ति होती है, क्योंकि यह स्वयमेव तापमान का फलन है। अतः I_m तथा PET के आधार पर निम्नांकित जलवायु प्रकार प्रस्तुत किए गए

$I_m = 100 \left(\frac{r}{PET} - 1 \right)$	जलवायु प्रकार	PET (सेमी)	जलवायु प्रकार
100 से अधिक	अधिकाद्र (Per-humid)—A	114 से अधिक	अधितापीय (Mega-thermal)—A
20 से 100	आद्र— B_1, B_2, B_3, B_4	57 से 114	मध्यतापीय (Meso-thermal)— B'_1, B'_2, B_3 और B'_4
0 से 20 - 33 से 0	नम अल्पाद्र— C_2 शुष्क अल्पाद्र— C_1	28.5 से 57	अल्पतापीय (Micro-thermal) C'_1 और C'_2
- 67 से - 33	अर्द्ध शुष्क—D	14.2 से 28.5	डूझा— D'
- 100 से - 67	शुष्क—E	14.2 से कम	बुपार (Frost)— E'

12 84 ये प्रणालियाँ अनेक क्षेत्रों के जलवायु वर्गीकरण के लिए प्रयुक्त की जा चुकी हैं। किंतु अभी तक इस विषय पर कोई भू-मण्डलीय मानचित्र नहीं प्रकाशित किया जा सका है। यह विधि वनस्पतियों की, सीमाओं और प्रकारों पर विचार नहीं करती, जैसा कि कोपेन या थायवेट (1931) के वर्गीकरण में किया जा रहा है।

12 85 एम० आई० बुदिकोव ने तापमान के स्थान पर नेट विकिरण का प्रयोग करके इस विधि को और मौलिक रूप देने का प्रयास किया। उन्होंने शुष्कता के विकिरण-सूचकांक की परिभाषा इस प्रकार दी —

$$\text{शुष्कता का विकिरण सूचकांक} = \frac{Rn}{Lr}$$

जहाँ, Rn = नम, भूमि से वाष्पीकरण के लिए उपलब्ध नेट विकिरण।

L = वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा तथा r = वार्षिक अवक्षेपण।

अतः Lr = वार्षिक अवक्षेपण के वाष्पीकरण के लिए आवश्यक ऊष्मा।

विभिन्न जलवायु के लिए इस सूचकांक का मान इस प्रकार आता है—

जलवायु प्रकार	Rn / Lr
मरुस्थल	3.0 से अधिक
अर्द्ध मरुस्थल	2.0 से 3.0
स्टेपी वनस्पति	1.0 से 2.0
वन	0.33 से 1.0
टुंड्रा	0.33 से कम

12 90 कोपेन के विभिन्न जलवायु प्रकारों के उदाहरण

(क) उष्ण कटिबंधी वन जलवायु (A)

सर्वाधिक सद महीने (साधारणतः उत्तरी गोलार्ध में जनवरी और दक्षिणी गोलार्ध में जुलाई) की 18°C समताप रेखाएँ 30 अंश अक्षांशों के थोड़े ऊपर-नीचे चलती हैं। महाद्वीपीय भागों में ये रेखाएँ निम्न अक्षांशों पर आ जाती हैं तथा महासागरीय क्षेत्र में 30 अंश से उच्च अक्षांशों में उठ जाती हैं। इन्हीं दोनों रेखाओं के बीच कोपेन का 'A' जलवायु क्षेत्र सीमित है। यहाँ यह ध्यान रखना चाहिए कि 20 से 25 अंश अक्षांशों के बीच दोनों गोलार्धों के महाद्वीपीय भागों (साधारणतः पश्चिमी भाग) में उष्ण कटिबंधी उच्चदाब के अंतर्गत शुष्क जलवायु 'B' के प्रमुख क्षेत्र भी पड़ते हैं। 'A' जलवायु क्षेत्र में औसत वार्षिक तापमान 21 से 27°C के बीच पाया जाता है। वय A को पुनः उप विभाजित करने के लिए निम्नलिखित विशेषताओं को ध्यान में रखना लाभप्रद है —

(1) उष्ण कटिबंधी क्षेत्र का एक बड़ा भाग, विशेषकर 15 अक्षांशों के बीच का भाग, 5°C से कम वार्षिक तापमान परिसर रखता है। अतः इनके लिए सघन जलवायु उपयुक्त होगा। इस कम तापमान परिसर का कारण यही है कि इन क्षेत्रों पर दिन की लम्बाई और सूर्य की ऊँचाई में चलाचलन (Variation) अपेक्षाकृत बहुत कम होता है।

(2) सूर्य के वार्षिक स्थानान्तरण के कारण, विषुव रेखीय क्षेत्रों (10° उ और द के बीच) में तापमान के दो उच्चतम मिलते हैं, जो बहुधा वर्षा के दुहरे उच्चतम का कारण बनते हैं। वर्षा के उच्चतम सूर्य के विषुव रेखा पर अतः के थोड़े दिनों बाद, अर्थात् अप्रैल व नवम्बर में पाए जाते हैं। अक्सर पहला उच्चतम (मार्च, अप्रैल और मई) दूसरे से ज्यादा प्रभावशाली होता है।

(3) विषुव रेखीय पट्टिका में सबसे भारी वर्षा (125 से 200 सेमी) होती है। कुछ क्षेत्रों में 500 सेमी से अधिक वर्षा भी रिखाई की जाती है। इन क्षेत्रों में या तो वर्षा में कोई शुष्क मौसम होता ही नहीं या उसका काल बहुत संक्षिप्त होता है। अतः इस पट्टिका में A_f या A_m जलवायु की प्रधानता है। A_f जलवायु के अन्तर्गत ईस्ट इण्डोनेजिया, अफ्रीका के गुयना टापू, काटो घाटी, तथा दक्षिणी अमेरिका के अमेजन घाटी के क्षेत्र आते हैं।

(4) विषुव रेखीय पट्टिका से परे उष्ण कटिबंधी क्षेत्र A_w , A_m और B जलवायुओं में विभक्त किए जा सकते हैं। A_f जलवायु के क्षेत्रों से उच्च अक्षांशों में शीतकाल काफी सबढ़ हो जाता है, जो साधारणतः शुष्क रहता है। ये भाग A_w जलवायु में आते हैं। उत्तरी अस्ट्रेलिया, सूडान, दक्षिणी अफ्रीका, मॉरीशस, कोलम्बिया व वेनेजुएला की घाटी आदि इसके अन्तर्गत आते हैं। भारत, बर्मा, लका तथा चीन के कुछ भाग, मानसून धाराओं के प्रभाव में A_m जलवायु के अन्तर्गत आते हैं तथा कुछ A_w के।

(5) विषुव रेखा में दूरी के परिणामस्वरूप A_w जलवायु में तापमान परिसर A_f से अधिक तथा वार्षिक वर्षा कम होती है। ये क्षेत्र बहुधा वर्षा में तापमान और वर्षा का एक उच्चतम प्रदर्शित करते हैं।

12 91 विषुव रेखीय जलवायु के लिए महासागर आइसोथर्म (1° द 170 पू), पोटियानक (0° , 109° पू) मिगापुर (1° उ 104 $^{\circ}$ पू) इक्वीटस (4° द 73 $^{\circ}$ पू) तथा कुछ अन्य स्टेशनो के तापमान और वर्षा के मासिक आँकड़ों को सारणी (12 3) में प्रस्तुत किया गया है।

प्रथम 4 स्टेशनो में

(1) सबसे सघन महीने का तापमान 18°C से अधिक है,

(2) A_f जलवायु क्षेत्रों में शुष्कतम महीने की वर्षा 6 सेमी से अधिक है, तथा

(3) वार्षिक तापमान परिसर 5°C से कम है।

अतः ये स्टेशन A_f जलवायु रखते हैं।

किंतु विपुवत् रेखीय क्षेत्र के सभी स्टेशन इस तरह की जलवायु नहीं रखते। मोम्बासा (4° द 40° पू) की जलवायु देखिए। यह कोपेन की सीमाओं के अनुसार A_{ww} समूह में रखा जा सकता है, सारणी (12 4)।

उष्ण कटिबंधी मानसून जलवायु वाले स्टेशनों के कुछ उदाहरण सारणी (1 23) में दिए गए हैं, जो कोपेन की सीमाओं का पूरा रूप से अनुसरण करते हैं। विपुवत् रेखीय वर्षा पेटिका के अलावा भी उष्ण कटिबंध में A_f जलवायु क्षेत्र मिलते हैं। जैसे—ब्राजील (A_f/s), जूपिटर पला (A_f/w) तथा मेडागास्कर (A_f)। इन समूहों तथा शुष्क पेटिका के अतिरिक्त उष्ण कटिबंधी के अन्य क्षेत्र साधारणतः A_w जलवायु के अंतर्गत रखे जा सकते हैं। कुछ उदाहरण सारणी (12 5) में दिए गए हैं।

जैसा कि पहले कहा जा चुका है, उष्ण कटिबंधों में शुष्ककाल प्रायः सर्दियों में ही होता है, अतः A_s जलवायु के क्षेत्र लगभग नहीं मिलते हैं। लेकिन मद्रास, (13° उ 80° पू) तथा नाथरग (12° उ 109° पू) उत्तरी-पूर्वी मानसून के पवनाभिमुखी भाग में होने के कारण, सर्दियों में अच्छी वर्षा प्राप्त करते हैं तथा पवतीय कारणों से ही गर्मियों में प्रायः शुष्क रहते हैं। कोपेन के सूत्रों के अनुसार, ये A_s जलवायु के प्रतिबंधों पर खरे उतरते हैं।



सारणी (123) Contd

क्रमांक	स्थान का नाम और स्थिति	ज	फ	मा	अ	म	जू	जु	अ	सि	अ	न	दि	वार्षिक वर्षा	38
5	आम जलवायु कालीकट (भारत) 11°N, 76°E	25.5	26.6	27.5	28.6	28.4	25.8	24.8	25.2	25.7	26.2	26.4	25.7	—	38
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	0.5	1.5	8.1	24.1	88.9	75.7	38.9	21.3	26.2	12.4	2.8	2.5	—	—
6	कोलम्बो (श्रीलंका) 7°15', 80°E	26.7	26.7	27.8	28.3	28.3	27.8	27.2	27.2	27.2	27.2	26.7	26.7	27.2	16
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	8.1	4.8	10.9	24.6	27.7	18.5	11.2	1.81	1.2	3.40	30.0	12.9	—	—
7	जकार्ता	25.6	25.6	26.1	26.7	26.7	26.1	26.1	26.1	26.7	26.7	26.1	26.1	26.1	11
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	33.0	32.5	19.8	12.9	10.2	9.4	6.6	4.3	7.4	11.4	14.0	21.6	183.1	—

सारणी (124)

क्रमांक	स्थान का नाम और स्थिति	ज	फ	मा	अ	म	जू	जु	अ	सि	अ	न	दि	वार्षिक वर्षा	36
1.	मोम्बासा (4°S, 40°E)	26.8	26.8	27.9	27.3	25.7	25.1	24.0	24.6	25.1	25.7	26.2	26.8	26.2	36
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	2.0	2.3	5.8	19.8	34.8	9.1	8.9	5.6	4.8	8.6	12.7	5.6	120.1	—

सारणी (125)

उष्ण कटिबंधी शुष्क एर नम (A) जलवायु

क्रमांक	स्थान तथा जनकी स्थिति	मास												वार्षिक	तापमान परिसर		
1		ज	फ	मार्	अ	म	जू	जु	अ	सित	अ	न	दिस				
1	धरान 10°N, 107°E	तापमान (°C) वर्ष (सेमी)	26.1 2.3	27.2 0.3	28.9 0.8	30.0 4.3	28.9 21.1	27.8 32.0	27.8 28.2	27.8 27.9	27.8 33.8	27.2 28.2	6.7 9.4	26.1 7.9	27.6 196.1	3.9	
2	दरभङ्ग 19°N, 73°E	तापमान (°C) वर्ष (सेमी)	24.4 0.3	24.4 0.3	26.7 —	28.3 —	30.0 1.8	28.9 50.0	27.2 61.0	27.2 36.8	27.2 26.9	27.2 27.8	27.8 4.8	27.2 1.0	25.0 —	27.2 183.9	5.6
3	दरभिन 12°S, 131°E	तापमान (°C) वर्ष (सेमी)	28.9 40.4	28.3 32.8	28.9 25.7	28.9 10.4	27.8 1.8	26.1 0.3	25.0 0.3	26.1 0.3	28.3 1.3	29.4 5.6	30.0 12.2	29.4 26.2	28.3 157.0	5.0	

सारणी (126)

क्रमांक	स्टेशन तथा उतकी स्थिति	जं	फ	मा	म	जु	जु	म	सि	म	न	दि	वार्षिक	वर्षाव	
1	As जलवायु मद्रास (13°N, 80°E)	24.4	25.6	27.2	29.4	32.2	32.2	31.1	30.0	29.4	27.8	26.1	25.0	28.4	7.8
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	2.8	0.8	0.8	1.5	4.6	5.1	9.7	11.4	12.2	28.2	34.5	13.5	125.0	—
2	आयरग (12°N, 109°E)	23.9	25.0	26.1	27.8	28.3	28.9	28.9	28.9	27.8	26.7	25.6	24.4	26.7	5.0
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	6.1	2.8	2.3	2.3	6.1	5.6	5.1	3.8	17.5	26.9	35.3	24.4	138.2	—

(ख) शुष्क जलवायु 'B'

विभिन्न अक्षांशों के आब-विस्तृत क्षत्रों पर, शुष्क जलवायु पाई जाती है। इन क्षेत्रों का वाष्पित तापमान परिसर उसी अक्षांश के आब-जलवायु क्षेत्रों से अधिक होता है। इसका कारण यही है कि शुष्क जलवायु, महाद्वीपों के भीतरी भागों में, विशेषकर पश्चिम आलायों के अनुवर्ती तरफ स्थित हैं, जिससे उन तक महासागरीय हवाएँ (जो तापान्तर को कम करने की क्षमता रखती हैं) नहीं पहुँच पातीं। मध्य-रहित आसमान तथा निम्न आद्रता के कारण, शुष्क क्षेत्रों में दैनिक तापमान परिसर भी अधिक है। इसका एक कारण यह भी है कि भूमि प्रायः बजर होने से, दिन का तापमान वनस्पति-युक्त भूमि के तापमान की अपेक्षा अधिक होता है। कोपेन ने तापमान के अनुसार शुष्क क्षेत्रों को उष्ण (h), शीत (k) और अतिशीत (k') शुष्क जलवायुओं में बाँटा है।

शुष्क क्षत्र मुख्यतः दोना गोलार्धों के उप-उष्ण कटिबंधी उच्चदाब पेटिकाभा के अंतर्गत पाए जाते हैं। इससे उच्च अक्षांशों में पश्चिमी-अमेरिका तथा एशिया के आन्तरिक भू-क्षेत्र भी शुष्क या अर्ध-शुष्क जलवायु रखते हैं। सहारा तथा आस-यास के नखलिस्तान, अरब का रेगिस्तान, ईरान, अफगानिस्तान, पाकिस्तान, उत्तरी-पश्चिमी भारत, राजस्थान, पश्चिमी चीन, मंगोलिया, एशिया की सीमा के पास सोवियत रूस का दक्षिणी भाग तथा मेक्सिको के भीतरी भाग, उत्तरी गोलार्ध के मुख्य शुष्क क्षेत्र हैं। दक्षिणी अमेरिका का पश्चिमी तट, 20° द से नीचे का अफ्रीका तथा आस्ट्रेलिया का बहुत-सा भाग शुष्क जलवायु रखते हैं।

उप-उष्ण कटिबंधीय शुष्क क्षेत्र प्रायः उष्ण कटिबंधीय महाद्वीपीय वायुराशि के प्रभाव में रहते हैं तथा कोपेन की सीमा के अनुसार BWh या BSh जलवायु में आते हैं, जबकि उच्च अक्षांशों के शुष्क क्षत्र BSk, BWk, BWk' तथा BWk' जलवायु रखते हैं। इनकी शुष्कता बड़े महाद्वीपों के अत्यधिक भीतरी भागों में इनकी स्थिति के कारण है, जहाँ तक महासागरीय वायु धाराएँ पहुँचने से पहले ही अपनी सारी नमी छोड़ देती हैं। पश्चिम ग्लोबलाएँ इन क्षेत्रों की शुष्कता बढ़ाने में काफी महत्त्व देती हैं। Bk जलवायु क्षेत्र सदियों में ध्रुवीय वायु राशियाँ तथा शिमियों में उष्ण कटिबंधी महाद्वीपीय वायु राशियों के प्रभाव में रहते हैं, अतः इनमें तापमान का मौसमी चलन बहुत अधिक होता है। शुष्क जलवायु के कुछ उदाहरण सारणी (12.7) में दिए गए हैं।

सारणी (12.7)

क्रमांक	स्थान तथा उनकी स्थिति	ज	फ	मा	म	जु	जु	सि	म	सि	म	न	दि	वार्षिक	तापमान
यू.क (BS) जलवायु															
1	जयपुर 27°N, 76°E	161	183	239	294	333	339	300	289	289	267	211	172	256	178
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	10	08	10	05	15	66	211	185	81	08	03	08	601	—
2	तहराण 36°N, 51°E	11	56	89	161	217	267	294	283	250	189	106	56	167	283
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	41	25	48	35	13	03	05	—	03	08	25	33	236	—
3	फिमबल 28°S, 25°E	244	233	211	172	128	94	94	122	161	194	217	239	176	150
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	71	79	76	33	23	08	10	10	18	25	43	61	457	—

सारणी (12.7) Contd

क्रमांक	स्थान तथा उन्की स्थिति	ज	फ	मा	म	जु	स	सि	अ	न	दि	वार्षिक तापमान परिमर			
1	(BW) जलवायु काहिरा 30°N, 31°E	12.8	13.9	17.2	21.1	24.4	26.7	27.8	27.8	25.6	23.3	18.3	14.4	21.1	
2	बगदाद 33°N, 44°E	10	0.5	0.5	0.5	—	—	—	—	—	—	—	0.3	0.5	3.3
3	बराक्री 25°N, 67°E	9.4	12.2	16.1	21.7	27.2	32.2	35.0	34.4	31.1	26.7	17.2	11.7	22.8	25.6
		18.3	20.0	23.9	27.2	29.4	30.6	28.9	27.8	27.8	26.7	23.3	19.4	25.6	12.3
		1.3	1.3	1.0	0.5	0.3	2.3	7.4	3.8	1.3	—	0.3	0.3	19.3	—

(ग) आर्द्र मध्य-तापीय जलवायु (C)

मध्य अक्षांशीय प्रदेश, उष्ण कटिबंधी तीव्र ऊष्मा तथा ध्रुवीय तुषार के बीच मध्य तापमान के निश्चित मौसमी परिवर्तन युक्त जलवायु क्षेत्र है। इस सन्नमण क्षेत्र में मुख्यतः जलवायु प्रकार C और D पाए जाते हैं। कुछ भाग B जलवायु के अंतर्गत भी आते हैं। C जलवायु क्षेत्र अपेक्षाकृत निचले अक्षांशों में, जहाँ सर्दियाँ मृदु (mild) होती हैं, पाया जाता है। महाद्वीपों के पश्चिमी तटीय भागों के पवनाभिमुखी क्षेत्रों में, उच्च अक्षांशों में भी C जलवायु मिलता है।

Cs जलवायु (शुष्क ग्रीष्म-युक्त मध्य अक्षांशीय) तप्त ग्रीष्म, मृदु शीत काल तथा सर्दियों में अच्छी वर्षा के गुणों से विभूषित, भू-मध्य सागर के आस-पास, मध्य और दक्षिण कैलीफोर्निया, दक्षिणी अफ्रीका तट तथा दक्षिणी आस्ट्रेलिया के कुछ भागों में पाया जाता है। यह प्रायः महाद्वीपों के पश्चिमी तटों की ओर सीमित पाया जाता है। सर्दियों के महीनों का तापमान 5°C से 10°C तथा ग्रीष्म महीनों का तापमान 21°C से 26°C के मध्य पाया जाता है। इस जलवायु क्षेत्र में वर्षा साधारणतः कम (3६ से 13 सेमी वाषटिक) होती है। सर्दियों में अधिक वर्षा होने के कारण, वाष्पीकरण द्वारा आर्द्रता हास बहुत कम हो पाता है। अतः Cs जलवायु को अर्द्ध-शुष्क की अपेक्षा अ-पाद (sub-humid) कहना अधिक उचित होगा।

Ca (f या w) आर्द्र उपोष्ण कटिबंधी जलवायु है, जो मुख्यतः मध्य अक्षांशीय महाद्वीपों के पूर्वी भागों में पाया जाता है। केवल यूरेशिया का एक छोटा भाग, जो Ca जलवायु-युक्त है, शुष्क केंद्रीय महाद्वीपीय भाग के पश्चिम में स्थित है। इन Cs की अपेक्षा अधिक वर्षा पाई जाती है, जो या तो वर्ष भर समान रूप से आवृत्त होती है या ग्रीष्म महीनों में सीमित हो जाती है। जलवायु अपेक्षाकृत निम्न अक्षांशों (25 से 35 अंश) में मिलते हैं। कुछ क्षेत्र, जैसे-उत्तरी भारत और चीन के कुछ भाग मानसून हवाओं से वर्षा प्राप्त करते हैं। यहाँ ग्रीष्म में उष्ण और नम mT हवाएँ तथा शीत काल में शुष्क और ठंडी महाद्वीपीय वायु राशियाँ प्रभावशील रहती हैं। महा ग्रीष्म ऋतु में औसत मासिक तापमान 25-26°C के आस पास मिलता है, किंतु उत्तरी अमेरिका तथा एशिया के विशाल पल भाग अधिक तप्त पाए जाते हैं। आर्द्रता अधिक होने से इन क्षेत्रों में गर्मियों की रातों में उमस भरी तथा मेघ-युक्त होती है। फलतः तापमान का दैनिक चलन कम पाया जाता है। सर्दियाँ उपोष्ण कटिबंधी अर्ध जलवायु क्षेत्रों की अपेक्षा अधिक उष्ण होती हैं। तापमान औसत रूप से 5 से 13°C के बीच रहता है।

वाषटिक वर्षा साधारणतः पर्याप्त होती है, किंतु इसका परिमाण स्थान के साथ साथ बदलता जाता है जो प्रायः 75 से 170 सेमी तक पाया जाता है। इस जलवायु क्षेत्र की आंतरिक सीमा पर, जहाँ से स्टेपी जलवायु की सीमाएँ आरम्भ होती हैं, वर्षा निम्नतम पाई

जाती है। अधिकांश क्षेत्रों में, मुख्यत उत्तरी भारत, दक्षिणी चीन तथा पूर्वी अस्ट्रेलिया में, जो ग्रीष्म मानसून द्वारा प्रभावित रहते हैं, गर्मियों में बहुत अधिक वर्षा हो जाती है। अमरीकी तथा एशियाई भाद्र जलवायु के भागों में चत्रवातों से भी अच्छी वर्षा हो जाती है।

कुछ क्षेत्र सदियों में भी यथेष्ट वर्षा प्राप्त कर सते हैं। यह वर्षा प्राय चत्रवातों, वाताग्र विशोभो तथा पवतीय कारणों से जनित होती है। सदियों की वर्षा बहुत धीमी गति से पाई जाती है, उदाहरणार्थ-शार्प में जनवरी में 5 सप्ती की वर्षा 12 वर्षा-युक्त दिनों में हो पाती है जबकि अगस्त की 15 सप्ती की वर्षा केवल 11 दिनों में सम्पन्न हो जाती है। 'C' जलवायु युक्त स्थानों के आंकड़ सारणी (12 8) में प्रकृत हैं।

(घ) अल्प-तापीय भाद्र जलवायु (D)

यह 'C' जलवायु से तापमान की न्यूनता के कारण अलग किया गया है, जिसमें अवर ठंड और तुपार-युक्त लम्बी सदियाँ, सक्षिप्त ग्रीष्म तथा बसन्त और पतभ्र का सत्रमण काल मुख्य ऋतुएँ हैं। वार्षिक तापमान परिसर की अधिगता भी 'D' जलवायु का एक मुख्य लक्षण है। अवर सदियों का कारण, इन जलवायु क्षेत्रों की स्थिति उच्च अक्षांशों तथा आंतरिक भू भागों में अनुवर्ती तरफ है। यह जलवायु मुख्यत महाद्वीपीय विशेषताओं से युक्त पाया जाता है। इसी कारण यह क्षेत्र अधिकतर उत्तरी गोलार्ध के यूरोशिया और उत्तरी अमेरिका के 35 से 40 अंश उत्तरी अक्षांशों के मध्य सीमित है। अधिक उत्तर में तथा ऊँचाइयों पर स्थित क्षेत्र पर्याप्त समय तक तुपार से ढके रहते हैं। तुपार का अलविदो बहुत अधिक होने के कारण, अधिकांश सौर ऊष्मा बिना शोषित हुए वापस परिवर्तित हो जाती है। अत इन स्थानों पर सदियों का तापमान और अधिक घट जाता है।

ग्रीष्म ऋतु वर्षा का मुख्य काल है, जबकि कुछ क्षेत्र सदियों में भी अवक्षेपण प्राप्त कर लेते हैं। विभिन्न D जलवायु क्षेत्रों में वर्षा का भावटन निम्नांकित बातों पर निर्भर करता है —

- (1) कम तापमान पर वायुमण्डल द्वारा अवक्षेपीय वाष्प ग्रहण करने की क्षमता कम हो जाती है।
- (2) सदियों में महाद्वीपों पर प्रतिचक्रवात उत्पन्न हो जाते हैं, जिनसे सम्बद्ध, अवतलन प्रवाह वर्षा के लिए प्रतिफल परिस्थिति है। ये प्रतिचक्रवात वाताग्र विशोभो को भी विकसित करने की प्रवृत्ति रखते हैं।
- (3) गर्मियों में इन क्षेत्रों पर स्थित भाद्र वायु राशियों में अस्थायित्व उत्पन्न होता है, जिससे सवाहनिक मेघ तथा वर्षा उत्पन्न हो सकती है।
- (4) गर्मियों में पर्याप्त ऊष्मण के फलस्वरूप महाद्वीपीय भागों पर निम्नदाब बन जाती है, जिनके प्रवाह में महासागरीय मानसून धाराएँ चलने लगती हैं।

सारणी (128)

जलवायु का वर्गीकरण/357

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज	फ	मा	म	मे	जू	जु	अ	सि	म	न	दि	वायिक	दिनांक
Cs जलवायु															
1	रोम 42°N, 12°E	72	83	106	139	178	217	244	244	211	167	117	78	156	172
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	81	69	74	66	56	41	18	25	63	127	112	99	831	—
2	केपटाउन 34°S, 18°E	21	21	200	172	150	133	128	133	144	161	178	200	167	83
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	1:8	15	23	48	97	114	94	86	58	41	28	20	643	—
महासागरीय Cb और Cc जलवायु															
1	फ्रांकलैंड, यूजीलैंड 37°S, 145°E	19	19	189	161	139	122	111	111	128	139	156	178	150	83
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	66	76	79	84	112	122	127	127	91	91	84	74	1113	—
2	डच हावर 54°N, 167°W	0	0	06	17	50	78	106	106	83	56	17	00	44	106
	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	137	180	142	86	127	69	58	79	147	213	173	183	1594	—

सारणी (128) Conid

Ca जलवायु	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	56 79	61 89	89 132	144 206	178 188	217 335	256 237	267 185	233 218	178 117	128 84	78 84	156 1953	211
1 नागासाकी 32°N, 130°E	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	56 79	61 89	89 132	144 206	178 188	217 335	256 237	267 185	233 218	178 117	128 84	78 84	156 1953	211
2 नासिगटन 39°N, 77°W	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	11 81	17 76	61 89	122 84	178 91	222 99	250 112	233 102	200 79	139 79	78 63	22 79	128 1034	239
3 हामकान 22°N, 114°E	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	156 33	150 46	172 69	211 135	250 305	272 401	278 356	272 371	244 246	206 129	172 43	222 28	128 2161	128
4 इलाहाबाद 25°N, 82°E	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	161 18	189 13	250 10	306 0.3	339 0.8	339 119	300 305	289 279	261 160	206 58	167 0.8	258 0.5	178 985	178
5 वाराणसी 25°N, 83°E	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	157 18	184 15	251 10	307 0.5	329 1.5	318 122	290 307	284 295	84 180	257 53	201 0.5	157 0.5	251 1031	174

Da, Db और *Dc* इस समूह के तीन मुख्य प्रवार हैं, जो क्रमशः उष्ण ग्रीष्म ऋतु, शीतल ग्रीष्म ऋतु तथा उप-आर्कटिक जलवायुओं को व्यक्त करती हैं। इनकी स्थितियाँ तथा प्रमुख विशेषताएँ निम्नावित हैं —

Da तथा *Db*—ये दोनों महाद्वीपीय जलवायु हैं, जो उत्तरी अमेरिका, पूर्वी एशिया तथा यूरोप के 35 से 40 अंश उत्तरी अक्षांशों के बीच पाये जाते हैं। इनसे ठीक नीचे यूरोप में *Cs* तथा अन्य स्थानों पर *Ca* जलवायु मिलता है। अमेरिकन और एशियाई *Da* जलवायु का ग्रीष्म काल उपोष्ण कटिबंधी या कभी-कभी उष्ण कटिबंधी तापमान के समान प्रवृत्ति रखता है। जैसे, जुलाई में सेंट लुइस तथा मंचूरिया के तापमान क्रमशः 26 तथा 25°C हैं। यूरोपीय क्षेत्रों के *Da* का ग्रीष्म काल अपेक्षाकृत ठण्डा होता है (जुलाई—मिलान 24°C तथा बुखारेस्ट (रुमानिया) 23°C) अधिक गर्म ग्रीष्म, ठण्डा शीत काल। अतः उच्च वाष्पक तापमान परिसर, ग्रीष्म में पर्याप्त वर्षा, जो अंतरिक प्रदेशों तथा उच्च अक्षांशों की ओर घटती जाती है, ग्रीष्म काल के आरम्भ में अधिकतम वर्षा तथा कहीं-कहीं वातावरण विशेषताओं द्वारा जनित शीतकालीन वर्षा या तुषारपात इन जलवायु प्रकारों की मुख्य विशेषताएँ हैं।

Dc तथा *Dd*—50 अंश से उच्च अक्षांशों में अरब महाद्वीपीय क्षेत्रों में ये जलवायु मिलते हैं। इन क्षेत्रों का ऊपरी सिरा टुंड्रा जलवायु क्षेत्र से मिलता है। यूरेशिया और साइबेरिया क्षेत्रों में कोनीफेरस (Coniferous) जंगलों से युक्त इस जलवायु को टैगा के नाम से भी जाना जाता है। तीव्र ठण्ड वाली लम्बी सर्दियाँ, बहुत सक्षिप्त ग्रीष्म, बसंत और पतझड़ और गर्मियों में लम्बी अवधि का दिन (55-अंश अक्षांश पर लगभग 173 घण्टे) इस जलवायु की सामान्य विशेषताएँ हैं। इन्हीं उप-आर्कटिक क्षेत्रों में, मैदानों का तापमान अक्सर भर में निम्नतम पाया जाता है। बर्खोमान्स्क (साइबेरिया) *Ddw* जलवायु-युक्त वह क्षेत्र है। जहाँ जनवरी का औसत तापमान -50.7°C तथा जुलाई का 14.5°C है। ग्रीष्म और शीत काल के तापमानों में इतना अधिक विपरीत और किसी जलवायु में नहीं पाया जाता है। उप-आर्कटिक जलवायु में वर्षा साधारणतः बहुत कम होती है। टैगा क्षेत्रों में वाष्पक अवक्षेपण 40 सेमी तथा उप-आर्कटिक कनाडा में 50 सेमी से कम पाया जाता है। इस कम अवक्षेपण का कारण है, वायुमण्डल की कम वाष्प माहिता तथा प्रतिचक्रवाती प्रवाह। सर्दियों में वातावरण द्वारा तुषारपात तथा गर्मियों में महासागरीय हवाओं द्वारा वर्षा जनित होती है।

D जलवायु प्रकारों के कुछ उदाहरण सारणी (12.9) में दिए गए हैं।

(घ) ध्रुवीय जलवायु (E)

ग्रीष्मकाल की अनुपस्थिति तथा लम्बी अवधि के दिन और रात इन जलवायु क्षेत्रों की मुख्य विशेषताएँ हैं। ध्रुवों पर लगभग 6 महीने गर्मियों में सूर्य चमकता रहता है, जबकि सर्दियों का लगभग इतना ही समय अंधेरे में डूबा रहता है। *E* जलवायु की निम्न अक्षांशीय सीमा आर्कटिक तथा एंटाक्टिक ध्रुवों (66½ अंश समानांतर) मिलती है। *E* जलवायु क्षेत्रों में, जहाँ लगातार रात्रि होती है, जलवायु तत्वों का दैनिक चलन गौण हो जाता है। वाष्पक तापमान निम्नतम उत्तरी ध्रुव पर बसंत विषुव के थोड़ा पहले पाया जाता है, क्योंकि उससे पहले 6 मास तक कोई धौर ऊष्मा प्राप्त नहीं होती जबकि ध्रुविकरण द्वारा हास लगातार होता रहता है।

सारणी (129)

नमंक	स्थान तथा उंची स्थिति	ज	फ	मा	अ	म	जू	जु	अ	सि	अ	न	दि	वार्षिक
1	(7a) जलवायु यूराक 40°N, 74°W तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	0.6 8.4	0.6 8.4	3.9 8.4	9.4 8.4	15.6 8.6	20.6 10.4	23.4 10.4	22.2 10.9	19.4 8.6	13.3 8.6	9.4 8.6	11 8.4	239 —
2	रेडिंग 40°N, 115°E तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	4.9 0.3	2.4 0.5	3.8 0.5	13.0 1.5	19.8 3.5	24.2 7.6	25.3 23.9	24.5 16.0	19.3 6.6	12.5 1.5	3.5 0.8	2.8 0.3	302 —
3	मोहता, रूस 46°N, 30°E तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	-3.9 2.3	-2.2 1.8	1.7 2.8	8.9 2.8	15.0 3.3	20.0 5.8	22.8 5.3	21.7 3.0	16.7 3.6	11.1 2.8	5.0 4.1	-0.6 3.3	267 —
4	मिलान, इटली 45°N, 9°E तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	0.0 6.1	3.3 5.8	7.8 6.9	12.8 10.4	17.2 8.4	21.1 8.4	23.9 7.1	22.8 8.1	18.9 8.9	13.3 11.9	6.7 10.9	2.2 7.6	128 1011

सारणी (129) Contd

1	(Da) जलवायु बर्लिन 52°N, 13°E	तापमान (°C)	-11	0.6	3	89	139	172	189	183	144	94	19	0.6	89	200
		वर्षा (सेमी)	43	3.6	41	38	48	58	76	58	43	43	43	43	48	577
2	बारसा पोलैंड 52°N, 21°E	तापमान (°C)	-33	-1.7	1.7	78	139	172	189	178	133	78	22	-1.1	78	222
		वर्षा (सेमी)	30	2.8	3.3	38	48	66	76	74	48	41	38	38	38	561
1	De और Dd जलवायु ड्राइहाइम 63°N, 10°E	तापमान (°C)	-33	-3.3	-0.6	-39	78	112	139	133	94	50	11	-2.2	50	172
		वर्षा (सेमी)	109	10.9	8.6	63	56	48	71	86	112	127	99	86	1019	—
2	शार्केंज़िल 65°N, 41°E	तापमान (°C)	13.3	12.8	-7.8	-1.1	50	117	156	133	78	11	-5.6	-11.1	0.6	289
		वर्षा (सेमी)	23	1.8	2.0	1.8	30	46	61	61	56	41	30	2.3	427	—

बहुत उच्च अक्षांशों के प्रतिरिक्त, निम्नतर अक्षांशों की पर्याप्त ऊँचाइयाँ पर स्थित कुछेक स्थानों पर भी E जलवायु पाया जाता है। E जलवायु क्षेत्र ध्रुवा से लेकर उष्णतम महीने के 10°C समताप रेखा के मध्य विस्तृत है। जुलाई में 10°C की समताप रेखा आर्कटिक वृत्त के समताप एशिया, अलास्का और यूरोप से गुजरती है किन्तु पूर्वी उत्तरी अमेरिका तथा ग्रीन लैण्ड में इसकी स्थिति और दक्षिणी में पाई जाती है। यह सम्भव ठण्डे लेन्नोटोर महासागरीय धारा और ग्रीन लैण्ड आइसबेप का प्रभाव के कारण होता है।

ध्रुवीय जलवायु में पृथ्वी का सबसे कम निम्नतम तापमान और शीतमासों में पाई जाती है। गर्मियों में सूर्य प्रकाश की अधिक प्रशक्ति होने पर भी किरणों का बहुत कम अवशोषण होने के कारण तापमान बढ़ने नहीं पाता। इसके प्रतिरिक्त हिमाच्छादन के कारण सौर विकिरण का अधिकांश भाग परावर्तित हो जाता है। अतः शीत ऋतु में भी ठण्डा बहुत अधिक होती है, किन्तु सर्दियाँ इतनी प्रखर पाई जाती हैं कि वायु तापमान परिसर पर्याप्त हो जाता है।

वर्षा बहुत कम (25 सेमी से कम) पाई जाती है किन्तु प्राणीकरण की कमी के कारण यही वर्षा अववाह उत्पन्न कर देती है। इस वर्षा का अधिक भाग गर्मियों में ही होता है जब वायुमण्डल की वाष्प शक्ति कुछ बढ़ी होती है। उष्णतम मास के 0°C समताप की सीमा रेखा द्वारा ध्रुवीय जलवायु के दो भाग किए गये हैं—टुंड्रा (ET) तथा स्थायी हिम या आइसकेप (EF)। EF जलवायु में जहाँ तापमान सदा हिमांक से कम होता है, किसी भी प्रकार की वनस्पतियों की सम्भावना नहीं। यहाँ स्थायी तौर पर गहरा हिमाच्छादन पाया जाता है। टुंड्रा जलवायु में कुछ छाटी वनस्पतियाँ पाई जाती हैं। इन क्षेत्रों की मूल वय के कुछ महीनों में हिमाच्छादन से मुक्त रहती हैं।

EF जलवायु, ध्रुवा के पास स्थित ग्रीन लैंड, तथा ए टार्कटिक के कुछ भागों में पाया जाता है जहाँ सदा ध्रुवीय प्रतिक्रमण प्रवाह से सम्बद्ध अवतलन धाराएँ प्रमुख रहती हैं। सारणी (12 10) में ध्रुवीय जलवायु के कुछ उदाहरण प्रस्तुत किए गए हैं।

(छ) पर्वतीय जलवायु

वायुदाब और तापमान का तीव्र ह्रास, तीव्रतर ऊँच तापमान प्रवृत्तता, मुख्यतः निम्न अक्षांशों में अधिक अवशोषण, जलवायु पर ऊँचाई का सामान्य प्रभाव है। उष्ण वटिकाओं में तापमान की कमी के कारण, उच्च स्थानों पर सारामदायक जलवायु प्रस्तुत करते हैं किन्तु इन्हीं कारणों से मध्य अक्षांशों में पर्वतों का जलवायु मैदानों की अपेक्षा कष्टकर पाया जाता है।

पहाड़ियाँ वायु राशिओं के भाग में प्रायः रोकथाम बन जाती हैं। अतः अनुवर्ती भागों के लिए रोध (barrier) का कार्य करती हैं। सर्दियों में हिमालय और तिब्बत के पठार मध्य तथा उत्तरी एशिया से आती अतिशीत हवाओं को भारत पर आने से रोकते हैं। यह बात इस उदाहरण से स्पष्ट है कि जनवरी में कलकत्ता और शर्घाई, जो लगभग समान अक्षांश पर स्थित हैं, के औसत तापमान क्रमशः 18°C और 3°C हैं। शीत मानसून का काल में भी ये पर्वत भारतीय मानसून धाराओं को रोक कर उन्हें उत्तर पश्चिम या पश्चिम की ओर परावर्तित कर देते हैं अतः यद्यपि धाराएँ चीन की ओर सीधी चली जाती हैं और लगभग पूरा उत्तरी तथा मध्य भारत शुष्क क्षेत्र बन जाता है।

सारणी (12 10)

क्रमांक	स्टेशन का नाम और स्थिति	ज	फ	मा	म	म	जु	अ	सि	अ	न	दि	वार्षिक	संकेत	
1	टुंड्रा (ET), जलवायु बरोप्लाट 71°N, 150°W	21 3-25 0-18 9	0 8 0 5 0 5 0 8	-25 6-18 9	6 1 1 7	0 8 0 8	4 4 2 8	3 9 2 0	0 6 1 3	8 9 0 1	5 0 1 0	2 6 1 0	-12 2 14 2	43 3	—
2	स्पिट्सबर्ग 78°N, 14°E	-15 6-24 9-18 9	3 6 3 3 2 8	-5 0 2 3	-5 0 2 3	1 7 1 0	-5 6 1 5	4 4 2 3	0 0 2 5	-5 6 -11 6	-14 4 3 8	-7 8 3 0 0	24 5	—	
3	लेबहावर 63°N, 70°W	-25 7-24 9	2 8 2 3 2 0 3 8	-11 1 3 8	-1 9 3 8	3 7 2 8	7 6 6 6	6 8 5 1	2 4 3 0	-3 2 -10 9	-19 9 5 6	33 3	—	—	
1	(DF) जलवायु सिडिल ग्रमेरिका, एटाकटिका (79°S, 164°W)	-5 6-12 8-21 7	—	—	31 1-32 4	33 9-36 7	-36 7-36 7	25 6 13 0	-33 9	—	—	-4 4	-25 2	32 3	—

पवतीय जलवायु का तापमान चलन प्रायः निम्नांकित विशेषताओं से युक्त पाया जाता है — (1) शीतत तापमान का ऊँचाई के साथ उत्तरोत्तर ह्रास, (2) ढाल तथा गिराव पर कम और घाटियों में अपेक्षाशून्य अधिक वायविक तापमान का परिसर, (3) उच्चतम तथा निम्नतम मासिक तापमान का अपेक्षाशून्य देर से स्थापित होना, (4) पतकठ श्रुतु का वसन्त श्रुतु से अधिक उष्ण होना ।

चूँकि वायुमण्डल की अधिकारण नमी, निम्नतम तथा म सीमित रहती है, अतः पवतो की घोटियाँ प्रायः शुष्क होती हैं । यहाँ वाष्पीकरण भी तीव्र होता है, जिससे त्वचा सूख जाती है और व्यास अधिक लगती है । आरोही तथा अवरोही प्रवाह के साथ नमी का स्थानान्तरण क्रमशः निम्न तहों से गिराव तथा गिराव से निम्न तहों की ओर होता रहता है । फलतः दिन में मया-छन्नता तथा रात्रि में घाटा-बुहरा की संभावनाएँ होती हैं । अनुकूल परिस्थितियों में दोपहर के बाद गजन मेघ भी जलित हो सकते हैं ।

पवनाभिमुखी भाग के अधिक वर्षा प्राप्त करने के उदाहरण के रूप में, राकी घोर एंडीज का पश्चिमी भाग, भारतीय प्रायद्वीप में पश्चिमी घाट का पश्चिमी तट तथा हिमालय श्रृंखलाओं का दक्षिणी ढाल मुख्य है जो पवनाभिमुखी भाग में होने के कारण, अनुवर्ती भाग की अपेक्षा बहुत अधिक वर्षा प्राप्त करते हैं । जहाँ प्रसृत हवाएँ पूर्वी होती हैं वहाँ पवत श्रृंखलाओं के पूर्वी भाग पर अधिक वर्षा होती है । उदाहरण के लिए दक्षिणी उष्ण बटिबन्ध में मेडागास्कर का पूर्वी तट उदघत किया जा सकता है । अनुवर्ती भाग में कम वर्षा के कारण कहीं कहीं रेगिस्तानी उत्पन्न हो जाते हैं । दक्षिणी अमेरिका के पूर्वी तट पर स्पिन पेटोगोनिया का रेगिस्तान इसका एक उदाहरण है ।

भारत में कुछ उच्च स्थानों पर स्थित स्टेशनों की ऊँचाई तथा वायविक वर्षा निम्नांकित सारणी में दी गई है -

स्थान	ऊँचाई (मीटर)	वायविक वर्षा (समी)
मालदा	31	141
गौहाटी	54	182
तेजपुर	79	189
शिवसागर	97	250
डिब्रूगढ़	106	276
कलिंगपौंग	1 09	226
वेगपूँजी	1313	1142
शिलांग	1500	242
श्रीनगर	1586	564
दार्जिलिंग	2127	276
उदकमड	2249	130
बोडोईकनाल	2343	310
कारगिल	2682	31

ऊँचाईयों पर स्थित कुछ स्टेशनों में जलवायुविक आँकड़े सारणी (12 11) में दिए गए हैं ।

क्र.सं.	स्थान तथा उनकी स्थिति	उचाई (फुट)	ज	फ	मा	म	श	स	स	श	जु	जु	स	स	श	न	दि	वायुिक	उचाई (फुट)
1	दाजिलिंग 27°N, 88°E	2248	46	57	101	134	146	157	168	162	168	167	167	167	167	90	57	118	124
			15	28	46	97	221	633	820	663	820	663	663	663	663	20	05	317	—
2	कोदईकमाल 10°N, 77°E	2343	129	134	151	162	168	151	146	146	146	146	146	146	140	129	129	146	40
			74	36	51	109	15	104	127	178	155	155	155	155	155	208	12	1582	—
3	भद्रिस धवावा 9°N, 39°E	2438	156	167	183	176	189	178	167	161	167	167	167	167	167	150	150	167	39
			15	48	71	86	76	145	279	307	193	20	13	05	1-60	—	—	—	—
4	मेक्सिको सिटी (19°N, 39°E)	2258	122	139	161	176	183	178	167	167	167	167	167	167	167	133	122	156	61
			05	05	15	20	48	99	114	117	99	41	13	05	579	—	—	—	—
5	प्यूब्लो, मेक्सिको	2127	122	139	161	178	183	178	172	172	172	172	172	172	161	144	122	161	61
			10	08	10	28	89	173	147	152	140	63	23	10	855	—	—	—	—
6	सैंटिस, स्विट्जरलैंड 47°N, 9°E	2509	89	89	83	44	06	28	50	50	50	50	50	50	28	50	83	-28	139
			145	170	1	200	198	284	312	274	274	274	274	274	274	122	155	2431	—
7	लेह, काश्मीर 34°N, 47°E	3509	83	72	06	61	100	144	172	161	122	161	122	161	61	00	56	50	250
			10	08	08	15	05	05	13	13	08	05	—	—	—	—	05	81	—

13

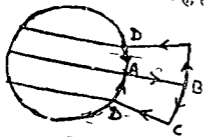
जलवायुविक तत्त्वों का भौगोलिक आवंटन

(Geographical Distribution of Climatic Elements)

13 10 वायुदाब का भौगोलिक आवंटन

गम वायु उन्नी आयतन की ठंडी वायु की अनेका हल्की होगी, अतः स्थान-स्थान पर तापमान परिवर्तन के कारण वायुदाब भी बदलता रहता है। मोसम परिस्थितियाँ के विशेषण में वायुदाबों का थोडा अंतर भी महत्वपूर्ण है। दाबांतर उत्पन्न करने वाले कारक लगभग वही हैं, जो तापमान में विभिन्नता पैदा करते हैं। इनमें अक्षांश तथा जल-बल का प्रभाव मुख्य है।

इस विचार के आधार पर सामान्यतः विषुवत् रेखीय उष्ण क्षेत्र में निम्न दाब व ध्रुवीय क्षेत्रों में उच्च दाब होना चाहिए तथा तापमान की भ्रंति अक्षांशों के प्रतिदाब को भी नियमित चलन रखना चाहिए किन्तु ऐसा नहीं है। भू-तलीय दाब का प्रतिरूप (pattern) अत्यधिक क्लिष्ट है। पृथ्वी के घूर्णन के अतिरिक्त वायु राशियों की ऊर्ध्वाधर गतियाँ भी दाब को प्रभावित करती हैं। किसी स्थान से ऊपर उठती हवा, वहाँ अपसरण पैदा करके निम्नदाब बना देती है, तो अन्य स्थान पर वही वायु अवतलित होकर, अभिसरण के कारण वायुदाब बढा देती है। उदाहरण के लिए विषुवत् रेखा (A) पर गम हाकर जो वायु राशि उठती है वह A पर अपसरण तथा किसी ऊँचाई B पर अभिसरण उत्पन्न करती है। B से उसका अतिज प्रवाह उच्च अक्षांशों की ओर होता है जहाँ C से पुनः अवतलित होने के कारण वह मध्य अक्षांशों (30° उ व द के अक्षांश) D पर उच्चदाब बना देगी।



चित्र (13.1)

13 11 मोटे तौर पर पृथ्वी के औसत दाब प्रतिरूप में निम्नांकित दाब पेटिकाएँ स्थायीरूप में पाई जाती हैं —

- (1) विषुवत रेखीय निम्नदाब क्षेत्र या डोलड्रम।
- (2) उप उष्ण कटिब धी उच्चदाब पेटिकाएँ जो 25 से 35° अक्षांशों के बीच दानो गोलार्धों में स्थित हैं।

(3) उप ध्रुवीय निम्नदाब क्षेत्र, जो 60 मे 70° अक्षांशों के बीच दोनों गोलार्द्धों में स्थित हैं।

(4) ध्रुवीय उच्चदाब क्षेत्र, जो उत्तरी ध्रुव दक्षिणी गोलार्द्धों के ध्रुवीय अक्षांश में स्थित है। ये ब्रह्मण आकटिक और एंजकटिक उच्चदाब भी कहलाते हैं।

हान और बोनराट (1930) के अनुसार, उत्तरी गोलार्द्ध में मुख्य अक्षांश पर समुद्रतलीय वायुदाब का वापिक औसत इस प्रकार है —

अक्षांश (उत्तरी)	—	0	30	60	75
दाब (मिलीबार)	—	1010	1016	1010	1014

13 12 इस सामान्य प्रतिरूप में जल और थल के अनियमित वितरण के कारण अनेक परिवर्तन (modification) होते हैं। ये परिवर्तन मौसम विभिन्नता के कारण ध्रुव भी महत्वपूर्ण हो जाते हैं। सूर्य की ऊष्मा थल का जल की अपेक्षा गर्मियों में अधिक गर्म और सर्दियों में अधिक ठण्डा कर देती है। अतः सर्दियों में थल का भाग उच्चदाब क्षेत्र बन जाते हैं जबकि जल के भाग अपेक्षाकृत गर्म होने के कारण तुलना में निम्नदाब क्षेत्र होते हैं। गर्मियों में अधिक गर्म होने से, थल के भागों में निम्नदाब स्थापित हो जाता है और जल में अपेक्षाकृत उच्चदाब।

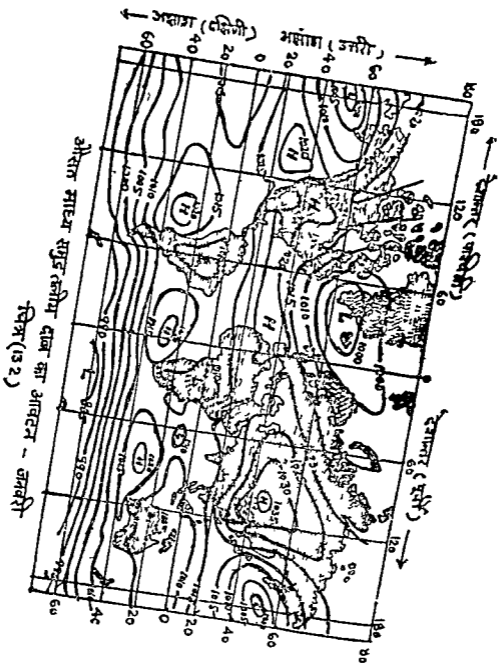
13 13 मानचित्र 13 2 तथा 13 3 में जनवरी और जुलाई के माध्य समुद्र तलों पर औसत समदाब रेखाओं का भू-मण्डलीय आवटन प्रदर्शित किया गया है। ये महीने शीत तथा ग्रीष्मकाल के प्रतिनिधि के रूप में लिए गए हैं। इन मानचित्रों के विश्लेषण से, वायुदाब के भौगोलिक वटन की रूपरेखा विस्तारपूर्वक समझी जा सकती है। कुछ मुख्य बातें नीचे दी गई हैं

13 14 जनवरी की समदाब रेखाएँ

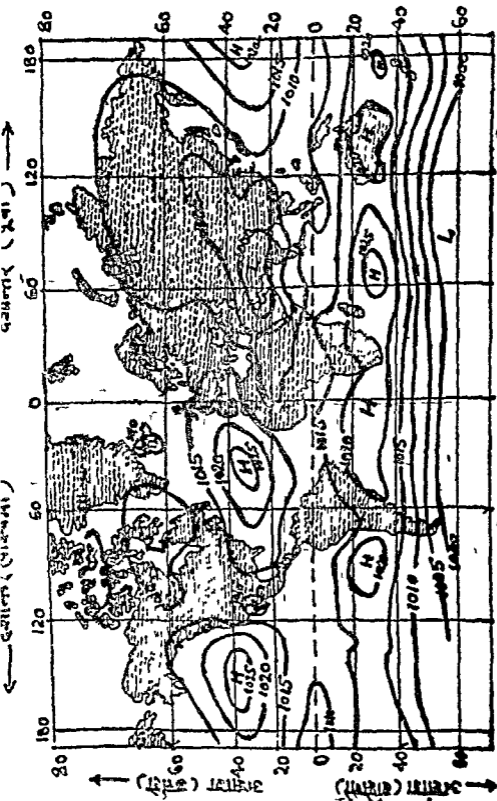
(1) सूर्य के दक्षिणी गोलार्द्ध में स्थानांतरण के साथ, विषुवत् रेखीय निम्नदाब क्षेत्र भी दक्षिण की ओर खिसक जाता है। इसकी औसत स्थिति महासागरों में 5 - 10° द तथा महाद्वीपों में 10 - 20° द के बीच होती है। उत्तरी पश्चिमी, आस्ट्रेलिया, दक्षिणी अफ्रीका तथा मध्य दक्षिणी अमेरिका पर क्रमशः 1005, 1006 और 1008 मिलीबार के निम्नदाब क्षेत्र उपस्थित रहते हैं।

(2) दक्षिणी गोलार्द्ध में उप-उष्ण कटिबधी उच्चदाब क्षेत्र स्पष्ट रूप से 30 से 35° अक्षांश वृत्तों के बीच स्थित हैं। महासागरों पर 1020 मिलीबार की शक्तिपूर्व स्थापित है। यह उच्चदाब क्षेत्र महाद्वीपों के निम्न दाबों द्वारा एक दा स्थान पर खण्डित पाया जाता है।

(3) दक्षिणी गोलार्द्ध का उप ध्रुवीय निम्नदाब 60 अंश से नीचे आ जाता है तथा बिना खण्डित हुए सत्र व्याप्त रहता है। इसका कारण यह है कि इस क्षेत्र के पूरे वृत्त पर केवल महासागर वर्तमान हैं।



विश्व (132)
 भारत का आकृत्य - जनवरी



औसत माध्य समुद्र तलीय दाब का आवटन - जुलाई
 सिब (133)

(4) उत्तरी गोलार्ध का उप-उष्ण कटिबंधी उच्चदाब मुख्यतः मध्य पूर्वी एशिया पर सर्वाधिक तीव्रता के साथ विस्तृत रहता है जहाँ 45 अंश अक्षांश पर 1035 मिलीबार की उच्चदाब कोशिका वर्तमान पायी जाती है। अर्पेक्षाकृत कम तीव्रता (1020 मिलीबार) की कोशिकाएँ 30 और 40 अक्षांशों के बीच अटलांटिक एवं पूर्वी प्रशान्त महासागर तथा दक्षिणी पश्चिमी अमेरिका पर भी स्थित होती हैं।

(5) उप-ध्रुवीय निम्नदाब क्षेत्र मुख्यतः दो क्षेत्रों में बँट जाता है। एक उत्तरी अटलांटिक (50° उ. अक्षांश) पर 1012 मिलीबार की कोशिका के रूप में स्थित होता है। इसे आइसलैंड निम्नदाब कहते हैं। दूसरा, उत्तरी प्रशान्त महासागर पर 996 मिलीबार की कोशिका बनाता है। इसे अल्फूतियन (Aleutian) निम्नदाब कहते हैं।

13 15 जुलाई की समदाब रेखाएँ

(1) गर्मियों में मूल के साथ विपुल्व रेखीय निम्नदाब का स्थानान्तरण भी उत्तरी गोलार्ध में हो जाता है। यह स्थानान्तरण दक्षिणी गोलार्ध की अर्पेक्षा युक्त अधिक होता है। महासागरों में तो डोलड्रम क्षेत्र 5 - 10° उ. अक्षांशों के बीच स्थित रहता है, किंतु महाद्वीपीय भागों में 15 से 25 अंश अक्षांश वृत्तों में चलता जाता है। सर्वाधिक स्थानान्तरण भारतीय उपमहाद्वीप में 25° उ. तक होता है।

(2) 70 अंश उत्तरी अक्षांश तक का सारा एशियाई धल भाग, निम्नदाब क्षेत्र बन जाता है। इसकी तीव्रता सबसे अधिक पाकिस्तान और उत्तरी-पश्चिमी भारत पर होती है जहाँ 995 मिलीबार की निम्नदाब कोशिका मौसम के रूप में दिखाई देती है।

(3) उत्तरी गोलार्ध का उप-उष्ण कटिबंधी उच्च दाब बहुत क्षीण हो जाता है और दो विकसित प्रतिचक्रवात कोशिकाओं के रूप में अटलांटिक और प्रशान्त महासागरों में विद्यमान होता है। दोनों प्रतिचक्रवात 1020 मिलीबार की समदाब रेखाओं से बनते हैं।

(4) दक्षिणी गोलार्ध में उप-उष्ण कटिबंधी उच्च दाब, 20 से 30° द. के बीच स्थित रहता है। महासागरों में 1020 या 1025 मिलीबार की कई कोशिकाएँ देखी जा सकती हैं। 1020 मिलीबार की एक उच्च दाब कोशिका आस्ट्रेलिया के धल भाग पर विकसित रहती है।

(5) उप-ध्रुवीय निम्न दाब उत्तरी गोलार्ध में बहुत क्षीण हो जाता है, और कहीं-कहीं एक समदाब रेखा से घिरी कमजोर कोशिका के रूप में दिखाई देता है। किंतु दक्षिणी गोलार्ध में यह अर्पेक्षाकृत गंभीर होता है और 60° द. अक्षांश के समानान्तर दोड़ता है।

13 20 उच्च वायुमण्डलीय वायु दाब का आवंटन (Distribution of upper atmospheric pressure)

जसा कि अध्याय 10 में बताया जा चुका है ऊपरी वायुमण्डल में दाब प्रणालियाँ क समय-समय पर लिए समदाब रेखीय मानचित्रों की अर्पेक्षा कट्टर मानचित्र (स्थिर दाब

मानचित्र) अधिक उपयुक्त होते हैं। उच्च वायुमण्डल में उच्च दाब के बटन की सबसे मुख्य बात यह है कि जैसे जैसे ऊपर की ओर जाते हैं, जल परत का प्रभाव कम होने से दाब का प्रतिरूप सरल होता जाता है। इसमें भलावा, सामान्य वायु प्रवाह की प्रवृत्ति प्रमित प्रवाह जैसी हो जाती है। यह प्रमित सममित नहीं होता। मध्य क्षोभ मण्डल में इसका एक क्षेत्र साधारणतः पूर्वी गंगा के भावटिक क्षेत्रों में पाया जाता है तथा दूसरा पूर्वी साइबेरिया के ऊपर। प्रवाह सदियों में अधिक तीव्र हो जाता है।

13 21 जनवरी और जुलाई के 850, 500 तथा 200 मिलीबार के औसत स्थिर दाब मानचित्रों के अनुसार, उत्तरी गोलार्ध में निम्नांकित मुख्य तथ्य प्रकट होते हैं

(क) जनवरी

(1) 850 मिलीबार

उप ध्रुवीय तथा ध्रुवीय भ्रंशांशों पर निम्न दाब पाया जाता है, जिसकी कट्टर सम रेखा का मान 1200 जी पी एम (geo potential meter) है। 15 से 25° भ्रंशांशों के बीच 1520 जी पी एम का उच्च दाब क्षेत्र प्रभावशाली रहता है, जो कभी-कभी कई कोशिकाओं में बँटा होता है।

(2) 500 मिलीबार

ध्रुवीय भ्रंशांशों में 5000 जी पी एम का निम्न दाब तथा 10 से 20° भ्रंशांशों के बीच 5860 जी पी एम का उच्च दाब क्षेत्र पाया जाता है, जो दो या तीन कोशिकाओं में साधारणतः बँटा होता है। मध्य भ्रंशांशों में अधिक दाब प्रवणता होती है जिससे 30-50° उ भ्रंशांशों के बीच तीव्र वायु प्रवाह पाया जाता है।

(3) 200 मिलीबार

निम्न दाब (10880 जी पी एम) ध्रुवों पर सिमट जाता है। 0-20 अक्षांश उत्तरी भाग, 12400 जी पी एम की उच्च दाब कोशिकाओं से घिरा होता है। मध्य भ्रंशांशों में दाब प्रवणता अधिक होने के कारण, उप-उष्ण कटिबंधीय जेट धारा अधिक तीव्र होती है।

(ख) जुलाई

(1) 850 मिलीबार

ध्रुवों पर 1360 जी पी एम का निम्न दाब पाया जाता है। एटलांटिक तथा प्रशांत महासागर क्रमशः 1600 और 1560 जी पी एम के उच्चदाबों से घिरे होते हैं।

(2) 500 मिलीबार

ध्रुवों पर यथावत् निम्न दाब (5440 जी पी एम) तथा 20 से 30° भ्रंशांशों के सागरीय भागों पर 5880 जी पी एम की उच्चदाब कोशिकाएँ मिलती हैं। इन्हीं भ्रंशांश वृत्तों के बीच अफ्रीका तथा भारत के भू-खण्ड पर और शक्तिशाली उच्चदाब कोशिकाएँ (5920 जी पी एम) स्थित रहती हैं।

(3) 200 मिलीबार

ध्रुवों पर 11680 जी पी एम का निम्नदाब तथा 25 से 35° उ० अक्षांशों के बीच, अरब सागर तक तथा चीन पर 12560 जी पी एम कन्टूर का उच्चदाब पाया जाता है। अमेरिका पर भी उच्चदाब बंशियाएँ बनती हैं, जो अपेक्षाकृत कम तीव्र (12440 जी पी एम) होती हैं।

13.30 धरातलीय तापमान का भौगोलिक आवृत्ति (Geographical distribution of Surface Temperature)

तापमान मुख्यतः सौर विकिरण द्वारा नियंत्रित होता है। पृथ्वी की सतह पर इसका आवृत्ति अक्षांश, सतह की प्रकृति, ऊँचाई और प्रचलित हवाओं पर निर्भर करता है।

सारणी (13 1)

अक्षांश वृत्ता पर औसत धरातलीय तापमान (°C) का आवृत्ति

अक्षांश कोण	जनवरी		जुलाई		वार्षिक		परिसर (range)	
	उ	द	उ	द	उ	द	उ	द
0	26.4	26.4	25.6	25.6	26.2	26.2	0.8 (1.0)	0.8 (1.0)
10	25.8	26.3	26.9	23.9	26.7	25.3	1.1 (1.4)	2.4
20	21.8	25.4	28.0	20.0	25.3	22.9	6.2	5.4
30	14.5	21.9	27.3	14.7	20.4	16.6	12.8	7.2
40	5.0	15.6	24.0	9.0	14.1	11.9	19.0	6.6
50	-7.1	8.1	18.1	3.4	5.8	5.8	25.2	4.7
60	-16.1	2.1	14.1	-9.1	-1.1	-3.4	30.2	11.2
70	-26.1	-3.5	7.3	-23.0	-10.7	-13.6	33.4	19.5
80	-32.2	-10.8	2.0	-39.5	-18.3	-27.0	34.2	28.7
90	-41.1	13.5	-1.1	-47.9	-22.7	-33.1	40.0	34.4

सारणी (31 I) में दिए गए आंकड़ों से स्पष्ट है कि सभी नियमों में अक्षांशों का प्रभाव सर्वोपरि है। मार्गों में विभिन्न अक्षांशों पर सर्दियों, गर्मियों और पूर वय के लिए, औसत तापमान तथा तापमान का वार्षिक परिवर्तन दिए गए हैं। सारणी से निम्नांकित निष्कर्ष निकाले जा सकते हैं —

(1) तापमान अक्षांशों के साथ लगातार घटता जाता है किंतु सबसे गम अक्षांश विपुवत् रेखा न होकर 10° उ है। सर्दियों में विपुवत् रेखा पर और गर्मियों में 20° उ से कुछ ऊपर सर्वाधिक तापमान पाया जाता है।

(2) दोनों ही गोलार्धों में, सर्दियों में, गर्मियों की अपेक्षा तापमान अक्षांशों के साथ ज्यादा तेजी से घटता है। यह विकिरणों के मौसमी चलन के कारण होता है। सौर और भू-विकिरणों का अंतर (जिस पर तापमान निर्भर करता है) शीत गोलार्ध में ग्रीष्म गोलार्ध की अपेक्षा अक्षांशों के साथ बहुत कम परिवर्तित होता है। इस प्रकार ताप-प्रवणता शीत काल में अधिक पाई जाती है। इसी कारण शीत काल में सामान्य वायु-प्रवाह, ग्रीष्म काल की अपेक्षा अधिक तीव्र होता है।

नोट करने की बात यह है कि केवल विकिरण सतुलन ही किसी स्थान का तापमान निर्धारित नहीं करता। अन्य कारण भी तापमान को प्रभावित करते हैं। इसी कारण, अक्षांशों के प्रति विकिरण और तापमान का आवृत्तन समानान्तर नहीं है। उदाहरणार्थ, जनवरी में विकिरण का आधिक्य 30° द अक्षांश पर सर्वाधिक होता है, जबकि इस महीने में अधिकतम तापमान विपुवत् रेखा पर पाया जाता है।

(3) कुल मिलाकर उत्तरी गोलार्ध का औसत वार्षिक तापमान, दक्षिणी गोलार्ध से ज्यादा है। वार्षिक औसत के आधार पर उत्तरी गोलार्ध का हर अक्षांश, दक्षिणी गोलार्ध के संगत अक्षांश की अपेक्षा अधिक गम है। इसका कारण उत्तरी गोलार्ध का अधिक धल भाग है।

(4) अक्षांशों के साथ तापमान ह्रास की दर, उष्ण कटिबंध में सबसे कम और ध्रुवीय क्षेत्रों में सर्वाधिक होती है। उदाहरण के लिए —

$$T(\text{विपुवत्}) - T(30 \text{ अश उ}) = 5.8^{\circ}\text{C},$$

$$T(30 \text{ अश उ}) - T(60 \text{ अश उ}) = 21.5^{\circ}\text{C}$$

$$T(60 \text{ अश उ}) - T(90 \text{ अश उ}) = 21.6^{\circ}\text{C}$$

दक्षिणी अक्षांशों में यह अंतर कुछ अधिक होता है, पर प्रायः इसी नियम का पालन करता है —

$$T(\text{विपुवत्}) - T(30 \text{ अश द}) = 9.6^{\circ}\text{C}$$

$$T(30 \text{ अश द}) - T(60 \text{ अश द}) = 20.0^{\circ}\text{C}$$

$$\text{और } T(60 \text{ अश द}) - T(90 \text{ अश द}) = 29.7^{\circ}\text{C}$$

(5) उत्तरी गोलार्ध में तापमान साधारणतः जुलाई में उच्चतम और जनवरी में निम्नतम होता है तथा दक्षिणी गोलार्ध में ठीक इसके विपरीत। अतः उत्तरी गोलार्ध के किसी अक्षांश वृत्त पर,

वायिक तापमान परिसर = जुलाई का औसत तापमान - जनवरी का औसत तापमान

दक्षिणी गोलार्ध में,

वायिक तापमान परिसर = जनवरी का औसत तापमान - जुलाई का औसत तापमान

सारणी (13 1) के प्रतिम कॉलम में यही तापमान परिसर दिया गया है।

परंतु यह देखा गया है कि विषुववृत्त रेखा से 10° ऊँच उच्चतम तापमान जुलाई में न होकर मई या जून में पाया जाता है। इसी प्रकार इस भाग में अल्प स्थानों पर, जनवरी निम्नतम तापमान का महीना नहीं है। अतः विषुववृत्त रेखा और 10° ऊँच के लिए अल्पतम काल में दिए गए आंकड़े वास्तविक परिसर नहीं प्रदर्शित करते। सबसे कम और सबसे ठण्डे महीना के तापमान अन्तर के अनुसार—

विषुववृत्त रेखा पर वायिक तापमान परिसर = 0.9°C तथा 10° ऊँच पर वायिक तापमान परिसर = 1.4°C । तापमान परिसर, उष्ण कटिबंधी अक्षांशों में कम है और दोनों ध्रुवों की ओर साधारणतः बढ़ता जाता है। इसका कारण यह है कि उष्ण अक्षांशों में सौर विकिरणों का वायिक चलन बहुत ज्यादा है, जबकि विषुववृत्त रेखा के अक्षांश-प्रायः वष भर सूर्य लगभग समान तीव्रता से घूमता है।

लेकिन 30° दक्षिण में तापमान परिसर पुनः घटता है और 50° दक्षिण पर दूसरा निम्नतम प्रस्तुत करता है। इसका कारण यह है कि 30° दक्षिण के बाद महाद्वीपीय भाग बहुत तेजी से कम होता जाता है। 30° दक्षिण का 20% भाग थल से ढका है, जबकि 40° दक्षिण की परिधि पर थल भाग केवल 4% ही होता है। यहाँ महासागरीय प्रभाव, अक्षांशीय प्रभाव से अधिक शक्तिशाली पड़ता है, जिसके फलस्वरूप तापमान परिसर बढ़ने के बजाय घटने लगता है।

(6) वायिक तापमान विस्तार उत्तरी गोलार्ध में हर अक्षांश पर, दक्षिणी गोलार्ध के समतल अक्षांश से अधिक है केवल 10° ऊँच को छोड़कर। उत्तरी गोलार्ध में अधिक महाद्वीपीय प्रभाव ही इसका कारण है। 10° ऊँच और 10° दक्षिण पर थल का प्रतिशत भाग बराबर है, किंतु तापमान परिसर 10° दक्षिण में अधिक है।

(7) दोनों गोलार्धों की ओर सम्पूर्ण पृथ्वी के लिए औसत तापमानों के आंकड़े अप्रकृत सारणी में दिए गए हैं—

सारणी (13 2)

तापमान (°C)

	जावरी	जुलाई	परिसर
उत्तरी गोलाढ	8 1	22 4	14 3
दक्षिणी गोलाढ	17 1	9 7	7 4
सम्पूर्ण पृष्ठी	12 6,	16 0	3 4

उत्तरी गोलाढ में वायिक तापमान दक्षिणी गोलाढ से षोडा अधिक है, परतु वायिक तापमान परिसर उत्तरी गोलाढ न अपेक्षाकृत बहुत अधिक है । इसका कारण भी उत्तरी गोलाढ का अधिक महाद्वीपीय भाग है, जो धीष्म महीना में अत्यधिक गम और शीत के महीनों में अत्यधिक ठण्डा हो जाता है ।

अत अधिक गम धीष्म काल, अधिक ठण्डा शीत काल तथा अधिक वायिक तापमान परिसर अन्तरिक महाद्वीपीय जलवायु की विशेषताएँ हैं । महासागरीय जलवायु में धीष्म-काल अपेक्षाकृत शीतल और शीत काल मृदु होता है ।

इन तथ्यों से यह निष्कप निकाला जा सकता है कि अत भाग में, जहाँ तापमान परिसर अधिक है, वहाँ वायिक शीत तापमान भी तदनुसार अधिक होगा । उत्तरी गोलाढ में 35 या 50 अंश उ तक यह बात सही पाई जाती है । पर इससे ऊँचे अंशों में तापमान परिसर बढ़ने पर, शीत वायिक तापमान कम होने लगता है । उदाहरण के लिए, 47° उ पर दो स्थान नाटेस (2° प) और बुडापेस्ट (19° पू) पर विचार कीजिए । नाटेस में तापमान परिसर 13 8°C और वायिक तापमान 11 1°C है, जबकि बुडापेस्ट में तापमान परिसर 23 4°C होते हुए भी वायिक तापमान नाटेस से कम, 9 9°C है ।

इस विपरीत चलन का कारण यह है कि उच्च अंशों में तट से अन्दर की ओर गर्मियों का तापमान उतनी तेजी से नहीं बढ़ता, जितनी तेजी से सर्दियों का तापमान घटता है ।

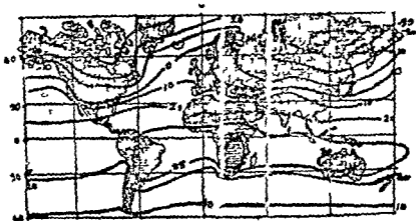
लेकिन यह कहना ठीक नहीं है कि उत्तरी गोलाढ का वायिक तापमान अधिक होने का कारण, केवल अधिक थल का भाग ही है । इस गोलाढ के महासागर भी दक्षिणी-गोलाढ के महासागरो से अधिक गम हैं । इसके दो कारण हैं —

(1) दक्षिणी पूर्वी व्यापारिक हवाओं द्वारा दक्षिणी उष्ण कटिबन्ध की गम जल-राशि का उत्तरी गोलाढ में आयात ।

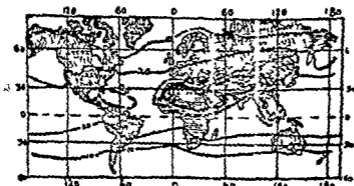
(2) थल वधों द्वारा शीतल ध्रुवीय जल तथा अतिरिक्त ग्लेशियर से महासागरो का बचाव । एटाकटिक तथा अय दक्षिणी महासागरो के लिए इस प्रकार का कोई प्राकृतिक बध या रुकावट उपलब्ध नहीं है ।

13.31 तापमान आघटन पर जल और थल भागों का प्रभाव

उपर्युक्त तथ्यों के प्रतिरिक्त जल और थल का, तापमान आघटन का प्रभाव चित्र (13.4 और 13.5) में दिए गए जनवरी और जुलाई के समुद्र स्तर पर समताप मानचित्रों



भौतिक अक्षांशीय तापमान का आघटन - जनवरी
चित्र (13.4)



औसत तापमान का भौतिक आघटन - जुलाई
चित्र (13.5)

द्वारा और स्पष्ट हो जाता है। इनमें उच्च भू भाग के तापमानों को $0.65^{\circ}\text{C}/100$ मीटर हास पर समुद्र तल पर अवतरित करा लिया गया है। ये समताप रेखाएँ निम्नांकित तथ्य स्पष्ट करती हैं —

(1) अधिकांश भागों में जनवरी की समताप रेखाएँ अक्षांश के वृत्त के समानांतर नहीं चन्ती। उत्तरी गोलार्ध में महाद्वीपों में प्रविष्ट होत समय ये रेखाएँ नीचे की ओर मुड़ जाती हैं। इसमें स्पष्ट है कि महाद्वीप, महासागरों की अपेक्षा ठण्डे हैं।

उत्तरी गोलार्ध का सबसे ठण्डा स्थान साइबेरिया में वर्तोंवास्क (68° उ 133° पू) है जहाँ जनवरी का औसत तापमान -50°C पाया जाता है। परंतु गर्मियों में इसका तापमान काफी बढ़ जाता है। जुलाई का औसत तापमान 15°C हो जाता है।

अतः वार्षिक तापमान अधिक नहीं गिर पाता। सप्तर का सर्वाधिक ठंडा स्थान समभवत एंटाकटिक प्रदेशों में, वोस्तोक (vostok) में, जहाँ 24 अगस्त, 1960 को लिया गया -88.3°C का तापमान अब तक का रिकार्ड धरातलीय निम्नतम तापमान है।

(2) मध्य अक्षांशों में जनवरी में महाद्वीपों का पश्चिमी तट, पूर्वी की अपेक्षा गर्म है। इसका कारण इस भाग की पश्चिमी हवाएँ हैं, जो सागरी की अपेक्षा उच्चतम गर्म हवाएँ, पश्चिमी तटों पर साती रहती हैं। उदाहरण के लिए, 40°C की रेखा लीजिए, जो उत्तरी अमेरिका के पश्चिमी तट के 45° उ और पूर्वी तट को 36° उ पर काटती है।

जल और धल सीमा पार करते समय, समताप रेखाओं का उत्तर या दक्षिण में विचलन, उष्ण कटिबंधों और मध्य अक्षांशों में बहुत कम है। यह इन भागों के कम तापमान परिवर्तन के कारण होता है।

(3) जुलाई की रेखाओं से स्पष्ट है कि इस ऋतु में महाद्वीपीय भाग आस-पास के सागरी से अधिक गर्म है। इस महीने में जल और धल भाग पार करते समय रेखाएँ विपरीत दिशा में विचलित होती हैं।

(4) दक्षिणी गोलार्ध के लिए जनवरी, गर्मियों का महीना है जब वहाँ महाद्वीपों का तापमान महासागरी से अधिक होता है। दक्षिणी अमेरिका, दक्षिणी अफ्रीका और आस्ट्रेलिया पर बंद समताप रेखाओं द्वारा यह तथ्य प्रकट है।

जनवरी और जुलाई दोनों महीनों में दक्षिणी गोलार्ध की रेखाएँ ज्यादा नियमित और अक्षांशों के समानान्तर हैं। यह, जल भाग की प्रमुखता के कारण उत्पन्न समता का परिणाम है।

(5) जनवरी की रेखाएँ एक दूसरे से अधिक निकट हैं, जिससे रखांक तापमान स्पष्ट है कि प्रवणता सर्दियों से अधिक होती है।

13.32 तापमान का दैनिक चलन

दैनिक तापमान साधारणतः सूर्योदय होने के ठीक बाद निम्नतम तथा दोपहर 1 से 3 घण्टे के बाद उच्चतम होता है। उच्चतम और निम्नतम तापमानों का अंतर दैनिक तापमान परिवर्तन कहलाता है। यह स्पष्ट है कि तापमान निम्नतम से उच्चतम तक उठने में, उच्चतम से निम्नतम तक गिरने की अपेक्षा कम समय लेता है। दैनिक तापमान परिवर्तन निम्नलिखित बातों पर निर्भर करता है —

(1) आकाश की अवस्था

मेघच्छन्न दिनों में तापमान परिवर्तन कम होता है, क्योंकि बादल, सौर विकिरणों को नीचे आने से और पृथ्वी की बहिर्गामी विकिरणों को बाहर जाने से रोकते हैं। फलस्वरूप उच्चतम तापमान कम और निम्नतम तापमान अधिक हो जाता है। मेघ रहित दिनों में तापमान परिवर्तन अपेक्षाकृत अधिक होता है।

(2) वायु का स्यायित्व

स्थायी वायुमण्डल में, विशेषकर जब भूमि तल के पास व्युत्क्रमण स्थित हो, तो भूमि के सम्पर्क से हुई गर्म हवा व्युत्क्रमण तह से ऊपर नहीं जा पाती। फलस्वरूप सीमित

क्षेत्र हो जाने से, वायु राशि अत्यन्त दिनों की अपेक्षा अधिक गर्म रहती है। इससे उच्चतम तापमान बढ़ता है। अतः स्थायी वायुमण्डल और निम्न व्युत्करण के दिनों में, दैनिक तापमान परिवार अधिक पाया जाता है।

(3) भू सतह की प्रकृति

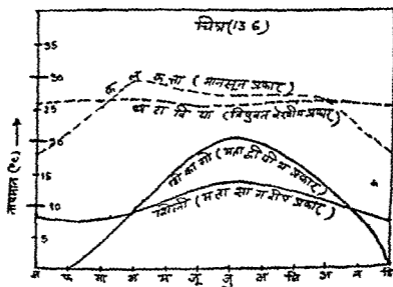
वार्षिक तापमान परिवार की भाँति, वही कारणों से दैनिक तापमान परिवार भी सागरों पर थल की अपेक्षा कम होता है। सागरों पर तापमान उच्चतम भी अपेक्षाकृत पहले (दापहर के लगभग आधा घण्टा बाद) पहुँच जाता है। कारण यह है कि सागरों के गम होने में आपतित और बहिर्गामी विकिरणों में सतुलन कुछ पहले ही स्थापित हो जाता है।

तटीय क्षेत्रों में सागर-समीर का नियमित प्रवाह, दिन के सबसे गम भागों का तापमान कुछ कम कर देता है और इस प्रकार तापमान परिवार इन क्षेत्रों में कम हो रहता है।

(4) इस प्रकार यह स्पष्ट है कि दैनिक तापमान परिवार पर अक्षांश का विशेष नियंत्रण नहीं है। यह स्थानीय तत्वा, जैसे—मेघच्छन्नता, वाष्प और धूल के कारण, जन थल का आवरण और वायु-प्रवाह आदि द्वारा अधिक प्रभावित रहता है।

11.33 तापमान की वार्षिक प्रगति (Annual March of Temperature)

हम देख चुके हैं कि वार्षिक तापमान नियमित रूप से अक्षांश के साथ घटता जाता है तथा तापमान परिवार अक्षांश के साथ बढ़ता जाता है। तापमान परिवार महासागरों की अपेक्षा महाद्वीपों में अधिक होता है। इन दो बातों के अतिरिक्त, किसी स्थान के वार्षिक तापमान चलन के अन्तर्गत यह अध्ययन करना भी आवश्यक है कि तापमान उच्चतम और निम्नतम किन महीनों में होता है और कितने समय तक वार्षिक तापमान औसत से ऊपर या नीचे रहता है। इन दृष्टिकोणों से सतार भर में तापमान चलन प्रायः निम्नांकित 4 रूपों में मिलता है, जिन्हें चित्र (13.6) में दर्शाया गया है।



(1) विषुवत रेखीय प्रकार (Equatorial Type)

वेदाविया की तापमान प्रगति देखिए। बहुत ही कम वार्षिक तापमान परिसर इस प्रकार की मुख्य विशेषता है। सूप वष में दो बार विषुवत् रेखीय आकाश से गुजरता है अतः उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में वष में बहुधा दो उच्चतम और दो निम्नतम पायी जाती हैं। किंतु यह दुहरा उच्चतम हर स्थान पर नहीं पाया जाता। उष्ण कटिबंधों की सीमा के पास, जहाँ अधिकतम और विकिरण के दोनों समयों में विशेष अंतर नहीं होता, दुहरे उच्चतम की प्रक्रिया नहीं देखी जाती।

(2) महाद्वीपीय प्रकार (Continental Type)

शिवागो का तापमान चलन इस प्रकार का एक उदाहरण है। यह प्रकार जनवरी में निम्नतम और जुलाई में उच्चतम तापमान प्राप्त करता है। दोनों ही महीने क्रमशः शीत और ग्रीष्म ऋणानांतों के बाद पड़ते हैं। चलन का ग्राफ उच्चतम और निम्नतम स्थितियों के सममित (symmetrical) रहता है। उप उष्ण कटिबंधों, मध्य अक्षांशों तथा ध्रुवीय अक्षांशों के महाद्वीपीय भाग लगभग इसी के समान तापमान चलन प्रदर्शित करते हैं।

(3) मध्य महासागरीय प्रकार (Temperate Maritime Type)

सिल्ली (Scilly, 50° उ 6° प) दक्षिणी पश्चिमी इंग्लैंड के तटीय सागर में स्थित, ऐसा स्थान है जो पश्चिमी प्रवाह के कारण सदा महासागरीय हवाओं के प्रभाव में रहता है। इसका तापमान मध्य महासागरीय प्रकार का एक उदाहरण है। यहाँ महाद्वीपीय भागों से तापमान परिसर कम है। इस प्रकार के स्थानों में अधिकतम तापमान जुलाई की अपेक्षा अगस्त में पाया जाता है और इसी प्रकार, निम्नतम तापमान भी कुछ देर से अर्थात् फरवरी या कभी-कभी मार्च के महीने में मिलता है। इस देरी का कारण जल मिश्रण तथा सवाहन है। उष्ण प्राप्त करते ही जल भाग सवाहन तथा मिश्रण द्वारा ऊष्मा को अधिक आयतन में फैला देता है। उच्चतम तथा निम्नतम तापमान स्थापित करने के लिए, जल राशि का इतनी गहराई तक समान रूप से तब तक गम या ठण्डा होना आवश्यक है, जब तक कि मिश्रण या सवाहन क्रिया सतह के जल को स्थानांतरित करने में समर्थ न हो सके। उच्चतम तापमान देर से प्राप्त करने की विशेषता उन तटीय स्टेशनो पर और अधिक पाई जाती है जो ठण्ड महासागरीय धाराओं के सम्पर्क में आते हैं, जैसे—सेन फ्रांसिस्को (कैलीफोर्निया), मागोडो (मोरक्को) और बाली (पेरू) के तट।

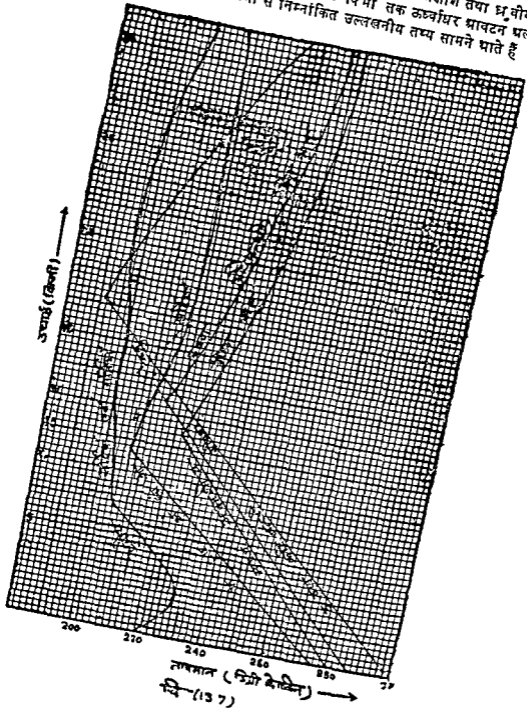
(4) मानसून प्रकार (Monsoon Type)

इस प्रकार के सामान्य उदाहरण के लिए कलकत्ता की वार्षिक तापमान प्रगति पर विचार करें। दक्षिणी पश्चिमी मानसून धाराओं के आगमन से इन क्षेत्रों में ठकाएक बादल तथा वर्षा की वृद्धि होने से तापमान की वृद्धि रुक जाती है और तापमान उच्चतम जुलाई के बजाय मई में ही स्थापित हो जाता है। मानसून खत्म होने के बाद तापमान स्वाभाविक रूप से फिर बढ़ता है और मासिक चलन के अतःगत सितम्बर में द्वितीय उच्चतम प्रस्तुत करता है।

हर मानसून प्रभावित क्षेत्र ऐसा ही तापमान चलन प्रदर्शित करता है। परंतु उच्चतम और निम्नतम तापमान की स्थापना मानसून की प्रकृति और काल पर निर्भर करता है।

13 40 औसत ऊच्च वायु तापमान का भू मण्डलीय आवंटन (Global distribution of average upper air temperature)

चित्र (13 7) में दो गई रेखाएँ उष्ण कटिबंध, मध्य प्रसांग तथा ध्रुवीय क्षेत्रों में ग्रीष्म और शीत काल के लिए तापमान का 25 डिग्री तक ऊर्ध्वधर आवंटन प्रलग प्रलग प्रदर्शित करती हैं। इन रेखाचित्रों से निम्नांकित उल्लेखनीय तथ्य सामने आते हैं —



चित्र (13 7)

(1) उच्च अक्षांशों के शीतकाल को छोड़कर, सतार के हर भाग और हर ऋतुओं में ह्रास दर 8-10 किमी की ऊँचाई तक लगभग समान है। इस ह्रास दर का औसत मान 5-6°C/किमी है। ह्रास दर उच्च स्तरों पर निम्न स्तरों की अपेक्षा थोड़ी अधिक प्रतीत होती है।

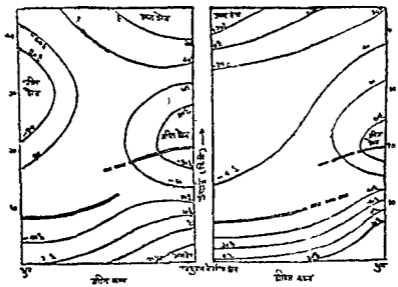
उच्च अक्षांशों के शीतकाल को छोड़कर घन तापमान ह्रास रेखाएँ क्षोभ सीमा (7 किमी ध्रुवों पर से 17 किमी उष्ण कटिबंधों पर) पर एकाएक ख जाती हैं, तत्पश्चात् स्थिर मण्डल में तापमान की बहुत ही धीमी नियु सगातार वृद्धि प्रदर्शित करती हैं। ह्रास दर का यह परिचयन लगभग 100 मीटर मोटी तह में अचानक ही उत्पन्न होता है। इससे स्पष्ट है कि क्षोभ और स्थिर मण्डलों का तापमान विभिन्न प्रणालियाँ द्वारा नियंत्रित होता है।

क्षोभ सीमा के बाद उष्ण कटिबंधीय तापमान यद्यपि अपेक्षाकृत अधिक तेजी से बढ़ता है तथापि यह मध्य और उच्च अक्षांशों के शीत तापमानों से कम ही रहता है।

उच्च अक्षांशों में क्षोभ सीमा की ऊँचाई उष्ण कटिबंधीय क्षोभ सीमा की ऊँचाई (17 किमी) से कम होती है। 60 अंश के बाद यह ऊँचाई गरमियों में 10 किमी और सर्दियों में 9 किमी के लगभग रह जाती है। कम ऊँचाई के कारण उच्च अक्षांशों की क्षोभ सीमाएँ अपेक्षाकृत अधिक गम होती हैं।

(2) वायुमण्डल का सबसे कम तापमान उष्ण कटिबंधों में क्षोभ सीमा पर पाया जाता है। यहाँ तापमान -80°C से भी नीचे पहुँच जाता है। ध्रुवीय क्षेत्रों के शीतकालीन रेखा से यह प्रतीत होता है कि 25 किमी से ऊपर (लगभग 40 किमी तक) का तापमान भी लगभग विषुवत् रेखीय क्षोभ सीमा जितना ही कम है।

(3) ध्रुवीय सर्दियों में तापमान निम्न क्षोभ मण्डल में ऊँचाई के साथ इतनी अधिकता से बढ़ता है कि औसत तापमान में भी स्पष्ट व्युत्क्रमण दिखाई देता है।

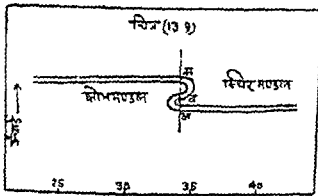


उष्ण कटिबंधीय तापमान का आवंटन स्थिर (33)

(4) ध्रुवीय क्षेत्रों में ग्रीष्म और शीतकाल के तापमान का अंतर बहुत अंतर प्रदर्शित करते हैं। स्थिर मण्डल में तापमान ध्रुवीय गमियों में सबसे अधिक होता है, जबकि सर्दियों में ध्रुवीय स्थिर मण्डल समान रूप से सर्वाधिक शीतल क्षेत्र बन जाता है। यह बात चित्र (13 8) से और अधिक स्पष्ट हो जाती है।

13 41 चित्र (13 8) में मध्य से ध्रुव तक एक देशांतर रेखा के ऊपर लिया गया एक अनुप्रस्थ काट (cross section) है। पहला भाग ग्रीष्म गोलार्ध और दूसरा भाग शीत गोलार्ध को चित्रित करता है। 30° से 35° अक्षांश के बीच क्षोभ सीमा का दूटना इन चित्रों में स्पष्ट है।

अक्षांश के साथ क्षोभ सीमा की ऊँचाई घटती जाती है और सामान्यतः (30-35) अंश अक्षांश पर उष्ण कटिबंधीय क्षोभ सीमा टूट जाती है, जहाँ इसकी ऊँचाई में एकाएक काफी गिरावट आ जाती है। यह टूटी हुई क्षोभ सीमा, मध्य क्षोभ सीमा के रूप में आगे बढ़ती है, जो मध्य और उच्च अक्षांशों के संगम पर एक बार फिर इसी प्रकार टूटती है।



अक्षांश →

अधिक अवनति पर क्षोभ सीमा टूटने के बजाय दोहरा मोड़ लती है। चित्र (13 9) की तरह इन अक्षांशों में लगभग 12 किमी (अ) पर पहली क्षोभ सीमा पार कर स्थिर मण्डल आ जाता है। किंतु लगभग 14 किमी (ब) पार करने के बाद हमें पुनः क्षोभ मण्डल प्राप्त होता है, जो 16 किमी (स) पर दूसरी क्षोभ सीमा बनाता है।

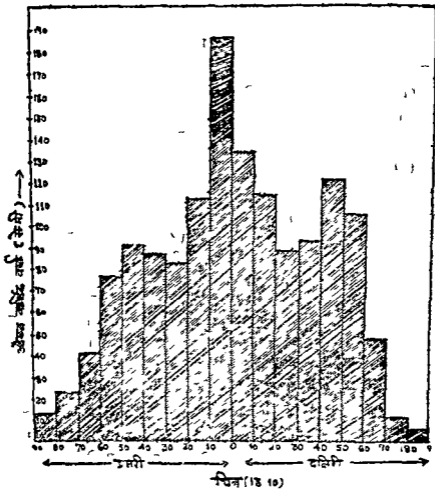
13 42 चित्र (13 8) में यह भी स्पष्ट है कि क्षोभ मण्डल में हर स्तर पर तापमान साधारणतः ध्रुव से ध्रुव की ओर घटता जाता है। केवल उच्च अक्षांशों की गमियों का तापमान इसका अपवाद है। स्थिर मण्डल में गमियों में तापमान ध्रुव से ध्रुव तक लगातार बढ़ता है, किंतु सर्दियों में मध्य अक्षांशीय क्षेत्र, तापमान उच्चतम प्रदर्शित करते हैं।

13 43 निम्न क्षोभ मण्डल के तापमान, अक्षांश के अभाव में अंतर और पल घावटन में भी प्रभावित होता है। एक ही अक्षांश पर 3-4 किमी ऊँचाई का तापमान पल भाग पर, जल भाग या तटीय क्षेत्रों की अपेक्षा थोड़ा अधिक पाया जाता है। यह अंतर महाद्वीपीय ऋण्यता तथा तापमान अभाव का मिश्रण प्रभाव प्रतीत होता है। इसके सम्बन्ध में अभी तक कोई निश्चित सिद्धांत स्पष्ट नहीं हो पाया है।

13.50 अवक्षेपण का सामान्य आवटन (General distribution of precipitation)

तुषार या वर्षा के लिए आद्रता के अलावा वायुमण्डलीय अस्थिरता, जिससे वाष्प को उठने और सघनित होकर बादल बनने के लिए सुविधा मिलती है भी एक आवश्यक तत्व है। इसी कारण विषुवत् रेखा के उत्तरी क्षेत्र (टोनड्रम) में ससार की सबसे ज्यादा वाषिक वर्षा (198 सेमी) रिहाड की जाती है। सूर्य की सर्वाधिक ऊष्मा के कारण यहाँ अधिक वाष्पीकरण होता है, साथ ही उत्तरी-पूर्वी और दक्षिण पूर्वी व्यापारिक हवाओं के अभिसरण से वायुमण्डल अधिकतर अस्थायी होता है। इसके अलावा चक्रवाती तूफान भी निम्न अक्षांशों के कुछ क्षेत्रों में भारी वर्षा के लिए उत्तरदायी हैं। सूर्य दक्षिणी गोलार्ध की अपेक्षा उत्तरी में अधिक दूर तक स्थानांतरित होता है, जिससे ताप भू मध्य (Thermal equator) और I T C Z अक्षत रूप से भौगोलिक भू मध्य से थोड़ा उत्तर की ओर स्थित पाये जाते हैं। इसी कारण अधिकतम वर्षा का क्षेत्र भी भू मध्य की अपेक्षा उत्तर की ओर विचलित हो जाता है।

इस उच्चतम से दोगे गोलार्धों में अवक्षेपण की मात्रा, अक्षांशों के साथ थोड़ी-बहुत घटती जाती है। किंतु वर्षा पर अक्षांशों का उतना अधिक नियंत्रण नहीं है, जितना तापमान पर होता है। अक्षांशों के साथ वर्षा का घटाव नियमित नहीं है। दोनों ही गोलार्ध मध्य अक्षांशों (40-50°) में अवक्षेपण का द्वितीय उच्चतम प्रदर्शित करते हैं।



चित्र (13 10) में दिया गया हिस्टोग्राफ घटाओं के प्रति वार्षिक भ्रवक्षेपण का भावटन प्रस्तुत करता है। डोलड्रम के उच्चतम के बाद (20-30) घटांग दोनों ही गोलाओं में कम वर्षा रिखाड करते हैं, क्योंकि यह उप-उष्ण कटिबन्धीय उच्चदाब पेटिका का क्षेत्र है, जो सामान्य रूप से स्थायी वायुमण्डल और भ्रवतलन गति के प्रभाव में रहता यह स्थिति स्पष्ट ही वादलो के विकास के लिए अनुविधाजनक है।

इसके आगे पश्चिमी प्रवाह का क्षेत्र (40-50°), जिसे 'ध्रुवीय वाताय क्षेत्र' कहा जाता है, तीव्र वाताय प्रक्रियाओं के कारण अधिक वर्षा प्राप्त कर, द्वितीय उच्चतम स्थापित करता है। यह द्वितीय उच्चतम दक्षिणी गोलाड में उत्तरी की अपेक्षा अधिक विकसित है। कारण यह है कि 40-60 अंश घटांग क्षेत्र में, उत्तरी गोलाड का केवल 45% भाग जल है, जबकि दक्षिणी गोलाड का 98% जल है। इसमें 40-60° द म प्रपेक्षाकृत अधिक वाष्प की सुविधा है, जिससे ज्यादा वर्षा होना स्वभाविक ही है।

इसके आगे के क्षेत्र में ध्रुवीय उच्चदाब के प्रभाव के कारण निचले क्षोभ-मण्डल में भ्रवतलन गति प्रचलित रहती है। अतः ध्रुवीय क्षेत्रों में सबसे कम भ्रवक्षेपण होता है। इस कम भ्रवक्षेपण के लिए वहाँ का निम्न तापमान भी उत्तरदायी है।

13 51 वर्षा के आवटन की इन सरल रूरेखा को निम्नांकित कारण छण्डित करते रहते हैं—

- (1) डोलड्रम, उप उष्ण कटिबन्धीय उच्च दाब पेटिका, और पश्चिमी प्रवाह के क्षेत्रों में मौसमी विचलन।
- (2) जल और धल का भौगोलिक वितरण।
- (3) पवत श्रृंखलाओं की उपस्थिति।

13 52 क्षेत्रीय स्तरी पर काफी अंतर के बावजूद दोनों गोलाओं में कुल औसत वार्षिक वर्षा में अाश्चर्यजनक समता है। उत्तरी और दक्षिणी गोलाड क्रमशः 1009 तथा 1000 सेमी की औसत वार्षिक वर्षा में प्राप्त करते हैं। इन गोलाओं के वार्षिक वाष्पीकरण का औसत क्रमशः 944 तथा 1064 किमी है। कम वाष्पीकरण के बावजूद उत्तरी गोलाड में अधिक वार्षिक वर्षा का कारण, I T C Z का उत्तरी गोलाड में अधिक स्थानान्तरण तथा उत्तरी मध्य अक्षाओं की वाताय प्रक्रियाएँ हैं। अतः कुल वार्षिक वर्षा का लगभग 50% भाग 20° उ—20° द क्षेत्र में सीमित है। इस क्षेत्र में महाद्वीपीय भाग, दोनों गोलाओं में लगभग बराबर हैं किंतु उत्तरी गोलाड के अक्ष में I T C Z के ज्यादा सक्रिय होने से, वहाँ वर्षा अधिक होती है। किंतु दक्षिणी मध्य अक्षाओं की अधिक वर्षा इस अंतर को उदासीन कर देती है।

सारणी (13 3) में दोनों गोलाओं में वर्षा के क्षेत्रीय अंतर को स्पष्ट करने के लिए अक्षांग पेटियों पर सागरीय तथा महाद्वीपीय वर्षा के अंकडे अलग-अलग दिए गए हैं। तुलनात्मक दृष्टिकोण से वाष्पीकरण, अक्षेपीय जल तथा भ्रवक्षेपण क्षमता के अंकड भी साथ ही प्रस्तुत किए गए हैं।

सारणी (13.3)

श्रीलंक वार्षिक वर्षा मिलीमीटर

श्रीलंका प्रशास	महद्वितीय		महासागरीय		भारीय औसत (weighted mean)		सापेक्षिक		प्रक्षेपीय जल (W) (मिलीमीटर)		प्रक्षेपीय शमता (P) (%)	
	उ	द	उ	द	उ	द	उ	द	उ	द	उ	द
0-10	1405	1539	1991	1415	1934	1445	1235	1304	41 07	40 90	12 9	9 7
10-20	823	1090	1248	1185	1151	1132	1389	1541	36 73	36 66	8 6	8 5
20-30	675	660	895	925	790	841	1246	1416	26 37	29 86	8 2	7 9
30-40	590	565	1175	982	872	932	1002	1256	18 95	23 81	12 6	10 7
40-50	515	798	1352	1222	907	1226	641	895	18 21	18 10	16 3	18 6
50-60	490	972	1125	1067	780	1046	469	520	15 21	12 61	18 6	22 7
60-70	305	170	685	490	415	418	333	174	11 64	6 8	13 3	16 7
70-80	145	79	215	102	185	82	145	45	8 52	2 87	7 8	7 8
80-90	112	18	112	46	112	30	42	0	6 48	1 56	6 7	5 3
0-90	—	—	—	—	1009	1000	944	1064	23 85	22 49	12 1	12 1
सम्पूर्ण सू. मण्डल	671	—	1140	—	1004	—	1004	—	24 67	—	12 1	—

चित्र (13 10) में दिया गया हिस्टोग्राफ भ्रंशाशो के प्रति वार्षिक भ्रवक्षेपण का आवटन प्रस्तुत करता है। डोलड्रम के उच्चतम के बाद (20-30) भ्रंशाश दोनों ही गोलाडों में कम वर्षा रिखाड करते हैं, क्योंकि यह उप-उष्ण कटिबंधीय उच्चदाब पेटिका का क्षेत्र है, जो सामान्य रूप से स्थायी वायुमण्डल और भ्रवतलन गति के प्रभाव में रहता यह स्थिति स्पष्ट ही बादलों के विकास के लिए असुविधाजनक है।

इसके आगे पश्चिमी प्रवाह का क्षेत्र (40-50°), जिसे 'ध्रुवीय वाताग्र क्षेत्र' कहा जाता है, तीव्र वाताग्र प्रक्रियाओं के कारण अधिक वर्षा प्राप्त कर, द्वितीय उच्चतम स्थापित करता है। यह द्वितीय उच्चतम दक्षिणी गोलाड में उत्तरी की अपेक्षा अधिक विकसित है। कारण यह है कि 40-60 अंश भ्रंशाश क्षेत्र में, उत्तरी गोलाड का केवल 45% भाग जल है, जबकि दक्षिणी गोलाड का 98% जल है। इससे 40-60° द म अपेक्षाकृत अधिक वाष्प की सुविधा है, जिससे ज्यादा वर्षा होना स्वाभाविक ही है।

इसके आगे के क्षेत्र में ध्रुवीय उच्चदाब के प्रभाव के कारण निचले क्षोभ-मण्डल में भ्रवतलन गति प्रचलित रहती है। अतः ध्रुवीय क्षेत्रों में सबसे कम भ्रवक्षेपण होता है। इस कम भ्रवक्षेपण के लिए वहाँ का निम्न तापमान भी उत्तरदायी है।

13 51 वर्षा के आवटन की इन सरल रूपरेखा को निम्नांकित कारण खण्डित करते रहते हैं—

(1) डालड्रम, उप उष्ण कटिबंधीय उच्च दाब पेटिका, और पश्चिमी प्रवाह के क्षेत्रों में मौसमी विचलन।

(2) जल और धूल का भौगोलिक वितरण।

(3) पर्वत शृंखलाओं की उपस्थिति।

13 52 क्षेत्रीय स्तरों पर काफी मात्र के बावजूद दोनों गोलाडों में कुल औसत वार्षिक वर्षा में अंतर कम समता है। उत्तरी और दक्षिणी गोलाड क्रमशः 1009 तथा 1000 सेमी की औसत, वार्षिक वर्षा में प्राप्त करते हैं। इन गोलाडों के वार्षिक वाष्पीकरण का औसत क्रमशः 944 तथा 1064 किमी है। कम वाष्पीकरण के बावजूद उत्तरी गोलाड में अधिक वार्षिक वर्षा का कारण, I T C Z का उत्तरी गोलाड में अधिक स्थानांतरण तथा उत्तरी मध्य भ्रंशाशों की वाताग्र प्रक्रियाएँ हैं। सतह की कुल वार्षिक वर्षा का लगभग 50% भाग 20° उ — 20° द क्षेत्र में सीमित है। इस क्षेत्र में महाद्वीपीय भाग, दोनों गोलाडों में लगभग बराबर है किंतु उत्तरी गोलाड के क्षेत्र में I T C Z के उदय सक्रिय होने से वहाँ वर्षा अधिक होती है। किंतु दक्षिणी मध्य भ्रंशाशों की अधिक वर्षा इस अंतर को उदासीन कर देती है।

सारणी (13 3) में दोनों गोलाडों में वर्षा के क्षेत्रीय अंतर को स्पष्ट करने के लिए भ्रंशाश पेटियों पर सागरीय तथा महाद्वीपीय वर्षा के अंकड़े अलग-अलग दिए गए हैं। तुलनात्मक दृष्टिकोण से वाष्पीकरण भ्रंशेपीय जल तथा भ्रवक्षेपण क्षमता के अंकड़े भी साथ ही प्रस्तुत किए गए हैं।

13 60 वर्षा आवटन पर जल और थल का प्रभाव

(1) एक ही अक्षांश वृत्त पर साधारणतः महासागरीय क्षेत्र थल भाग से अधिक वर्षा प्राप्त करता है। केवल 0-10° द अक्षांश पट्टिका इस नियम का अपवाद है।

सारे सतार के थल और जल भाग पर अतग-अलग औसत वार्षिक वर्षा क्रमशः 67 0 और 114 सेमी है। इस आवटन में द्वीपों की वर्षा, जल भाग में ही सम्मिलित कर ली गई है। यहाँ यह समझ लेना चाहिए कि द्वीप पर गुले समुद्र की अपेक्षा अधिक वर्षा होती है, क्योंकि वहाँ नमी तो पर्याप्त मात्रा में रहती ही है, पवतीय अनुकूलता और ऊँची जमीन के कारण उत्पन्न सवहन धाराएँ भी इस नमी को उठाने में सहायता करती हैं।

(2) टोलडूम क्षेत्र में वर्षा सबसे समान नहीं होती। अफ्रीका के शुष्क पूर्वी तट को छोड़कर सर्वाधिक वर्षा विषुव रेखा के पास-पास होती है, जो अक्षांश के साथ घटती जाती है। दोनों गोलार्धों के उप उष्ण कटिबंधी उच्चदाब क्षेत्र, अतलन प्रवाह के कारण कम वर्षा प्राप्त करते हैं। इसी क्षेत्र के महाद्वीपीय भाग में वास्तविक मरुस्थल वर्तमान हैं। उत्तर में शुष्क पेटिका इरान, अफगानिस्तान, अरब और सहारा रेगिस्तान होते हुए उत्तरी अटलांटिक में दूर तक फैली है। उत्तरी मेक्सिको और दक्षिणी पश्चिमी अमेरिका के शुष्क क्षेत्र भी इसी पेटिका के भाग बनते हैं। दक्षिणी गोलार्ध की शुष्क पेटिका पश्चिमी आस्ट्रेलिया, दक्षिणी अफ्रीका और दक्षिणी अमेरिका पर फैली हुई है। दोनों उप उष्ण कटिबंधी शुष्क पेटिकाएँ कहलाती हैं। ये पेटिकाएँ किसी सतत क्षेत्र का निर्माण नहीं करती हैं। इन पेटिकाओं के अतगत पड़ने वाले सभी महाद्वीपों के पूर्वी भाग अच्छी वर्षा प्राप्त करते हैं तथा बीच-बीच में शुष्क पेटिका को छिड़ित कर देते हैं। इस वर्षा का कारण व्यापारिक हवाओं का पूर्वी अयय है, जो पूर्वी तटों पर जम वायु धारा प्रवाहित करता रहता है।

(3) शुष्क पेटिकाओं के बाद ध्रुवों की ओर वर्षा पुनः बढ़ती है, क्योंकि यह क्षेत्र वातावरण विक्षोभ के प्रभाव में आता है। प्रचलित पश्चिमी हवाओं के कारण, इस क्षेत्र में महाद्वीपों के पश्चिमी तट सर्वाधिक वर्षा प्राप्त करते हैं, जहाँ से भीतरी भागों की ओर वर्षा शून्य-शून्य घटती जाती है। उत्तरी और दक्षिणी अमेरिका में क्रमशः राकी और एंडीज पर्वतों के कारण, अनुवर्ती भागों में, अर्थात् भीतरी थल भागों की ओर वर्षा का घटाव एकाएक और बहुत अधिक हो जाता है।

(4) इससे ऊँचे अक्षांशों में अतलन प्रवाह और कम तापमान के कारण वर्षा पुनः घटती चली जाती है।

13 61 अधिक ऊँचाई पर जहाँ तापमान 0°C से कम हो, अवक्षेपण अधिकतर तुषार के रूप में होता है, उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में भी। पवनाभिमुखी भागों की अधिक वर्षा तथा अनुवर्ती भागों में वर्षा की अचानक कमी, ऊँचे भू भागों का विशेष गुण है। कभी-कभी अनुवर्ती भाग विल्कुल शुष्क रह जाते हैं। उदाहरणार्थ, आस्ट्रेलिया में मीटम मानसून पूर्वी ओर उत्तरी भागों को तो वर्षा देता है, परंतु दक्षिण पश्चिम भाग को सूखा जोड़ जाता है। मेक्सिको के रेगिस्तान भी इसी प्रकार के उदाहरण हैं। वैसे इन स्थानों पर कम वर्षा का एक कारण यह भी है कि इनके पश्चिम में स्थित महासागरों का तापमान भूमि की अपेक्षा कम है।

13 53 गर्मी ही गामादों में या तीव्रता, दृष्ट उच्चतम कश्चितीय क्षेत्रों में अधिकतम होता है और विषुवम् रेखा तथा ध्रुवों या अक्ष रेखा गामादों में। मध्यम दृष्ट मण्डल पर 10-20° उ क्षेत्र में वायव्य वाणीकरण का मान सर्वाधिक (194 मिमी) है। 10-20° उ क्षेत्र में गोलादों क्षेत्र में सबसे अधिक (1389 मिमी) वायव्य वाणीकरण करता है पर दक्षिणी गामादों में भी, उच्चतम कारण, उच्च क्षेत्र में अधिकतम परन वायव्य रेखावाणी क्षेत्र है जो ध्रुवी दृष्टता का कारण वायुमण्डल की उपस्थिति के कारण में समझ नहीं है।

या दक्षिणी गामादों में वाणीकरण उच्चतम गामादों में अधिकतम दृष्ट अधिक होता है। पर उच्च महासागरीय क्षेत्रों में अधिकतम वायुमण्डल में उच्चतम दृष्ट उच्चतम क्षेत्र में उच्चतम कारण दक्षिणी गामादों का कम तापमान और अधिकतम वायुमण्डल है। इनके कारण गामादों का क्षेत्रीय क्षेत्र अधिकतम है। इनके कारण उच्चतम गामादों का क्षेत्रीय क्षेत्र अधिकतम है। इनके कारण उच्चतम कारण वाणीकरण का कारण है।

13 54 अल्पपोष्य जल इन्फ्लू क्षेत्र (1 वर्ष तक) पर यह वायु कारण में कुल वायु की मात्रा (ग्राम, सभी वायुमण्डल) का बड़ा है। वायुमण्डल का अल्पपोष्य क्षेत्र, कम वर्षा दर की ओर इंगित करती है, परंतु यह वायुमण्डल और रेखावाणी क्षेत्र अधिकतम क्षीय जल (H) द्वारा दृष्ट भी वायुमण्डल की स्थिति का कारण बटन कम वर्षा प्राप्त कर पाते हैं। इनके विपरीत (40-50°) उ क्षेत्र अल्पपोष्य क्षेत्र (H) के द्वारा दृष्ट में अधिक वर्षा प्राप्त करत है, क्योंकि वही वायुमण्डल वायुमण्डल का अल्पतम क्षेत्र देन के लिए विषय पर देती है।

जसा कि अल्पपोष्य क्षेत्र, H का मान दोनों गामादों में अल्पतम का साथ साथ मान की तरह लगातार घटता जाता है और ध्रुवों पर निम्नतम होता है। इसका कारण यह है कि कम तापमान पर, वायु की उष्मी राशय की क्षमता भी कम हो जाती है।

13 55 अल्पपोष्य क्षमता (P)

$$(P) = \frac{\text{औसत दैनिक वर्षा}}{\text{औसत अल्पपोष्य जल}} \times 100 = \frac{R}{365 \times H} \times 100,$$

जहाँ, R, स्थान की वायव्य वर्षा है।

अल्पपोष्य क्षमता दोनों गोलार्धों में मध्य अक्षांशों में सांख्यिकीय क्रियाओं के कारण अधिकतम होती है। अल्पपोष्य क्षेत्र उच्च वटिबन्धी अक्षरेण क्षेत्र की तीव्रता के कारण P का द्वितीय उच्चतम (0-10° उ) में पाया जाता है। दोनों गोलार्धों में उच्च उच्च वटिबन्धी क्षेत्र (20-30) प्रथम उच्चतम के कारण उच्चतम अक्षरेण क्षमता को बढ़ाने में होता है। वैसे, जसा कि स्पष्ट है, निम्न तापमान के कारण P का निम्नतम मान ध्रुवों पर ही होता है।

13 60 वर्षा आवटन पर जल और थल का प्रभाव

(1) एक ही अक्षांश वृत्त पर साधारणतः महासागरीय क्षेत्र थल भाग से अधिक वर्षा प्राप्त करता है। केवल 0-10° द अक्षांश पेटिका इस नियम का अपवाद है।

सारे ससार के थल और जल भाग पर अलग-अलग औसत वार्षिक वर्षा क्रमशः 670 और 114 सेमी है। इस अन्तर्गत में द्वीपों की वर्षा, जल भाग में ही सम्मिलित कर ली गई है। यहाँ यह समझ लेना चाहिए कि द्वीप पर खुले समुद्र की अपेक्षा अधिक वर्षा होती है, क्योंकि वहाँ नमी तो पर्याप्त मात्रा में रहती ही है, पर्वतीय अनुकूलता और ऊँची जमीन के कारण उत्पन्न सवहन धाराएँ भी इस नमी को उठाने में सहायता करती हैं।

(2) डोलड्रम क्षेत्र में वर्षा सत्र समान नहीं होती। अफ्रीका के शुष्क पूर्वी तट को छाड़कर सर्वाधिक वर्षा विषुवत् रेखा के पास होती है, जो अक्षांश के साथ घटती जाती है। दोनों गोलार्धों के उप उष्ण कटिबंधी उच्चदाब क्षेत्र, अवतलन प्रवाह के कारण कम वर्षा प्राप्त करते हैं। इसी क्षेत्र के महाद्वीपीय भागों में वास्तविक महसूस वतमान हैं। उत्तर में शुष्क पेटिका इरान, अफगानिस्तान, अरब और सहारा रेगिस्तान होते हुए उत्तरी अटलांटिक में दूर तक फैली है। उत्तरी अफ्रीका और दक्षिणी पश्चिमी अमेरिका के शुष्क क्षेत्र भी इसी पेटिका के भाग बनते हैं। दक्षिणी गोलार्ध की शुष्क पेटिका पश्चिमी आस्ट्रेलिया, दक्षिणी अफ्रीका और दक्षिणी अमेरिका पर फैली हुई है। दोनों उप उष्ण कटिबंधी शुष्क पेटिकाएँ कहलाती हैं। ये पेटिकाएँ किसी सतत क्षेत्र का निर्माण नहीं करती हैं। इन पेटिकाओं के अंतर्गत पड़ने वाले सभी महाद्वीपों के पूर्वी भाग अच्छी वर्षा प्राप्त करते हैं तथा बीच-बीच में शुष्क पेटिका को खण्डित कर देते हैं। इस वर्षा का कारण व्यापारिक हवाओं का पूर्वी अग्रयण है, जो पूर्वी तट पर ठम वायु द्वारा प्रवाहित करता रहता है।

(3) शुष्क पेटिकाओं के बाद ध्रुवीय क्षेत्रों की ओर वर्षा पुनः बढ़ती है, क्योंकि यह क्षेत्र वातावरण विक्षोभों के प्रभाव में आता है। प्रचलित पश्चिमी हवाओं के कारण, इस क्षेत्र में महाद्वीपों के पश्चिमी तट सर्वाधिक वर्षा प्राप्त करते हैं, जहाँ से भीतरी भागों की ओर वर्षा शन शन घटती जाती है। उत्तरी और दक्षिणी अमेरिका में क्रमशः राकी और एंडीज पर्वतों के कारण, अनुवर्ती भागों में, अर्थात् भीतरी थल भागों की ओर वर्षा का घटाना एकाएक और बहुत अधिक हो जाता है।

(4) इससे ऊँचे अक्षांशों में अवतलन प्रवाह और कम तापमान के कारण वर्षा पुनः घटती चली जाती है।

13 61 अधिक ऊँचाई पर जहाँ तापमान 0°C से कम हो, अवक्षेपण अधिकतर सुषार के रूप में होता है, उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में भी। पर्वनाभिमुखी भागों की अधिक वर्षा तथा अनुवर्ती भागों में वर्षा की अचानक कमी, ऊँचे भू भागों का विशेष गुण है। कभी-कभी अनुवर्ती भाग बिल्कुल शुष्क रह जाते हैं। उदाहरणार्थ, आस्ट्रेलिया में ग्रीष्म मानसून पूर्वी और उत्तरी भागों को ताप देता है, परन्तु दक्षिण पश्चिम भाग का सूखा छोड़ जाता है। अफ्रीका के रेगिस्तान भी इसी प्रकार के उदाहरण हैं। वैसे इन स्थानों पर कम वर्षा का एक कारण यह भी है कि इनके पश्चिम में स्थित महासागरीय वातावरण में तापमान भूमि की अपेक्षा कम है।

(10° उ से 10° द) तथा 40° अक्षांश के बाद दोनों गोलार्द्धों में अवक्षेपण, वाष्पीकरण से अधिक होता है। अतः उपर्युक्त कटिबंधी (10-40) अंश क्षेत्र, जहाँ वार्षिक अवक्षेपण से वाष्पीकरण अधिक होता है, अपनी प्रतिरिक्त वाष्प इन भागों को स्थानांतरित करता है। इससे यह भी संकेत मिलता है कि दक्षिणी गोलार्द्ध में जहाँ वाष्पीकरण, वार्षिक वर्षा से ज्यादा है, नमी का स्थानांतरण उत्तरी-गोलार्द्ध में, जहाँ वाष्पीकरण वार्षिक वर्षा से कम है, संभव है।

13.70 मेघाच्छन्नता (Cloudiness) का भौगोलिक आवंटन

आकाश का वह भाग जो बादल से घिरा है, मेघाच्छन्नता कहलाता है। इस प्रकार यदि पूरे आकाश के 25% भाग पर बादल छाए हुए हैं, तो मेघाच्छन्नता 25% होगी। मेघाच्छन्नता की परिभाषा में मेघ-आवरण की मोटाई सम्मिलित नहीं है। यह संभव है कि मेघाच्छन्नता 8 आंश होने पर भी सूर्य की चमक स्पष्ट दिखाई पड़े, जैसा कि पश्चिम में मेघाच्छन्नता से आच्छादित आकाश में होता है। सी. डी. प्रुविस ने स्थल तथा समुद्र पर मेघाच्छन्नता की माध्य प्रतिशतता का कलन किया। उनके अनुसार मेघाच्छन्नता की वार्षिक माध्य प्रतिशतता का आवंटन निम्न सारणी में दिया गया है —

सारणी (13.4)

उत्तरी गोलार्द्ध

अक्षांश (अंश)	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0
समुद्र	63	70	72	67	66	52	49	53	53
स्थल	—	63	62	60	50	40	34	40	52
माध्य	—	66	63	62	56	45	41	47	53

दक्षिणी गोलार्द्ध

समुद्र	64	76	72	67	57	53	49	50	—
स्थल	—	—	70	58	48	38	46	56	—
माध्य	—	—	72	66	54	48	48	52	—

मेघाच्छन्नता के भू-मण्डलीय आवटन में निम्नांकित विशेषताएँ पाई जाती हैं —

(1) साधारणतः सागरीय क्षेत्र पर स्थल की अपेक्षा अधिक मेघाच्छन्नता होती है। वेबल दक्षिणी गोलार्ध में 0-10 अंश अक्षांशों के बीच स्थिति, इसके विपरीत है।

(2) अक्षांशों के साथ मेघाच्छन्नता का आवटन, वर्षों के आवटन के लगभग समान है। टोल्डूम क्षेत्र में मेघाच्छन्नता काफी अधिक है तथा उपोष्ण कटिबंधों में यह निम्नतम है। अधिकतम मेघाच्छन्नता साधारणतः मध्य अक्षांशों के उन भागों में पाई जाती है जो प्रायः यातायात विसंधियों से प्रभावित रहते हैं। उष्ण कटिबंध में अधिकतर सवाहनीय मेघ पाए जाते हैं। इन मेघों का क्षैतिज विस्तार अपेक्षाकृत कम तथा ऊर्ध्वाधर विस्तार अधिक होता है, अतः इनमें जनित मेघाच्छन्नता कम होती है।

(3) उष्ण कटिबंधों में ग्रीष्म ऋतु प्रायः अधिक वर्षों का समय होता है, फलतः मेघाच्छन्नता इन्हीं दिनों में उच्चतम पाई जाती है। निम्नतम मेघाच्छन्नता शुष्क सन्धियों में रहती है। किन्तु जहाँ सन्धियों में अधिक वर्षा होती है, जैसे भूमध्य सागरीय तथा कैलीफोर्निया के तट, वहाँ सर्दियों में मेघाच्छन्नता ग्रीष्म ऋतु की अपेक्षा अधिक पाई जाती है, किन्तु इसका एक अपवाद है। महाद्वीपों के बहुत आन्तरिक भागों में यद्यपि वर्षा गर्मियों में ही अधिक होती है किन्तु मेघाच्छन्नता अधिकतम सन्धियों में पाई जाती है। इसका कारण यही है कि गर्मियों में, वर्षाओं के प्रकार के मेघों से, जो बौद्धिक-युक्त भारी वर्षा उत्पन्न करते हैं, कम क्षैतिज विस्तार के कारण कम मेघाच्छन्नता मिलती है जबकि सन्धियों में यातायात जनित स्तरीय प्रकार के मेघ प्रायः आकाश पूरणतः ढक देते हैं। ये मेघ वर्षाओं के मेघों की अपेक्षा अधिक समय तक वर्तमान रहते हैं, तथा अपेक्षाकृत कम तीव्रता की वर्षा देते हैं। इस प्रकार मेघाच्छन्नता और वर्षा की अवधि दोनों ही अधिक हो जाती है। किन्तु सभी महाद्वीपों के आन्तरिक भागों में यह स्थिति नहीं होती। पूर्वी साइबेरिया, जहाँ सन्धियों में प्रतिवर्षावर्षीय प्रवाह प्रमुख होता है, वर्षा और मेघाच्छन्नता दोनों गर्मियों में ही अधिकतम पाई जाती हैं।

इस प्रकार स्पष्ट है मेघाच्छन्नता की मात्रा मेघों के प्रकार पर भी निर्भर करती है।

(4) यही तथ्य दैनिक मेघाच्छन्नता विचलन की भी व्याख्या करता है। दोपहर और शाम के बीच प्रायः वर्षाओं के प्रकार मेघ बनते हैं। इस प्रकार के मेघों का अधिकतम, दोपहर के दो घण्टे बाद माना जा सकता है। स्तरीय प्रकार के मेघों के लिए अपेक्षाकृत स्थायी वायुमण्डल आवश्यक है, अतः इनका अधिकतम प्रातः काल में तथा निम्नतम दोपहर बाद को माना जा सकता है। इस प्रकार स्तरीय बादलों वाले स्थानों पर जैसे मध्य अक्षांशों की सन्धियों में मेघाच्छन्नता का उच्चतम प्रातः काल तथा सवाहनीय मेघों के क्षेत्रों में दोपहर बाद होता है। कभी-कभी ये दोनों उच्चतम एक साथ ही पाये जा सकते हैं।

13 80 तडित भूभा (Thunder Storm) का भौगोलिक आवटन

तडित भूभा के भौगोलिक आवटन का अध्ययन यथायथ रूप में नहीं किया जा सकता, क्योंकि एक बड़े भू-भाग, विशेषतः सागर क्षेत्र पर तत्सम्बन्धी आँकड़ों या तो बिल्कुल उपलब्ध नहीं हैं अथवा अपर्याप्त हैं। उपलब्ध आँकड़ों के अनुसार अक्षांश के साथ तडित भूभा की बारम्बारता बटन में निम्नांकित विशेषताएँ पायी जाती हैं।

(1) साधारण तटित ऋक्षा की सख्या सागर क्षेत्रों की अपेक्षा स्थल पर अधिक है। इसका कारण यह है कि 20° उ अक्षांश पर अक्टूबर से मार्च के बीच पाया जाता है। इसका कारण यह है कि 20° उ अक्षांश, सहारा महाद्वीप से होकर गुजरता है जहाँ तटित ऋक्षा की घटना बहुत ही कम होती है। अप्रैल से सितम्बर के बीच तटित ऋक्षा की सख्या सभी अक्षांश के घामपास स्थित वाइलिंग्टन, विमताम आदि भू भागों पर बहुत अधिक है इसका फनस्वरूप पूर वष के लिए इस अक्षांश पर स्थल पर तटित की वारवारता सागर-क्षेत्रों की अपेक्षा अधिक हो जाती है।

(2) उत्तरी गोलार्ध के ग्रीष्म ऋतु (अप्रैल से सितम्बर) में तटित ऋक्षा की अधिकतम वारवारता 10° उ अक्षांश पर पायी जाती है। किंतु वष के शेष छ महीनों में अधिकतम वारवारता क्षेत्र का स्थानांतरण अपेक्षाकृत दक्षिणी अक्षांशों में हो जाता है।

(3) तटित ऋक्षा की औसत सख्या उष्ण कटिबंध से उच्चतर अक्षांशों की ओर घटती जाती है। किंतु यह घटाव पूर्ण रूप से नियमित नहीं है। उप उष्ण कटिबंधी उच्चतर क्षेत्र में औसत सख्या के घटाव में अनियमितता स्पष्ट रूप से पायी जाती है। बवल अक्टूबर से मार्च के बीच दक्षिणी गोलार्ध में यह घटाव काफी नियमित होता है।

(4) ग्रीष्म ऋतु में तटित ऋक्षा की अधिकतम वारवारता का क्षेत्र मध्य अमेरिका, वेस्ट इण्डो ज, दक्षिणी पूर्वी गल्फ के क्षेत्र, न्यू मिसिसिपी, अफ्रीका के विपुवत् रेखा के समीप-वर्ती भाग, उत्तर पूर्वी वाइलिंग्टन, विमताम तथा ईस्ट इण्डो ज है।

(5) तटित ऋक्षा की घटनाएँ सहारा तथा अरब के रेगिस्तानी क्षेत्रों में बहुत कम होती हैं। इनके अलावा निम्न अक्षांशों के वे क्षेत्र, जहाँ तटित ऋक्षा घटनाएँ कम होती हैं, ये हैं—दक्षिणी अटलांटिक तथा हिंद महासागर क्षेत्र तथा आस्ट्रेलिया। 50° द अक्षांश के परे तथा उत्तरी गोलार्ध के आर्कटिक क्षेत्र में भी तटित ऋक्षा की घटनाएँ अत्यल्प हैं।

(6) शीतकाल में अत्यल्प ऋक्षा का क्षेत्र और विस्तृत हो जाता है। उत्तरी गोलार्ध में यह ध्रुव से 50° उ अक्षांश तक पाया जाता है। उत्तरी अमेरिका के एक बड़े भाग पर ग्रीष्म में तटित ऋक्षा की प्रतिशत वारवारता 10% से अधिक होती है, किंतु शीतकाल में वारवारता एक सीमित भाग में सिमटकर केवल 5% रह जाती है। इसी प्रकार गल्फ स्टेट्स मध्य तथा पूर्वी यूरोप तथा बाल्कन, जहाँ ग्रीष्म में प्रतिशत वारवारता 10% से अधिक होती है, शीतकाल में घटकर 1 से 3% तक हो जाती है। ग्रीष्मकाल में तटित ऋक्षा की अधिकतम वारवारता, जो वाइलिंग्टन तथा विमताम में पाई जाती है शीत काल में दक्षिण की ओर स्थानांतरित होकर ईस्ट इण्डो ज से लेकर उत्तरी आस्ट्रेलिया तक विस्तृत हो जाती है। अफ्रीका के विपुवत् रेखीय क्षेत्र मुख्यतः 10° उ अक्षांश पेटिका में पायी जाने वाली अधिकतम वारवारता शीत काल में स्थानांतरित होकर 20° द अक्षांश के घाम-पास सीमित हो जाती है। दक्षिणी अमेरिका में तटित ऋक्षा की वारवारता इक्वेडोर पेरू तथा अमजन बेसिन के एक बड़े भाग में अधिक होती है।

उपयुक्त विवरण से स्पष्ट है कि किसी भी क्षेत्र पर तटित ऋक्षा के लिए शीतकाल की अपेक्षा ग्रीष्मकाल अधिक उपयुक्त समय है। ऐसा स्वाभाविक है क्योंकि ऋक्षा की

घटना भाद्र वायु राशि मे तीव्र सवाहनिक धाराएँ उत्पन्न होने के कारण ही घटित होती हैं। ग्रीष्मकाल मे धरातल के अधिक ऊष्मन के कारण तीव्र सवाहनिक धाराएँ सरलता से जनित होती हैं। यही कारण है कि तडित ऋक्का की बारम्बारता गोलार्द्धों के ग्रीष्म कालो म अधिक पायी जाती है।

किन्तु यह नियम प्राय विपुवत् रेखा अथवा इसके समीपवर्ती क्षेत्रो पर लागू नहीं होता है, क्योंकि इन क्षेत्रों मे ग्रीष्म तथा शीतकाल का अंतर लगभग नगण्य रहता है।

(7) दक्षिणी एशिया, उत्तरी अफ्रीका तथा ईस्ट इण्डोज मे अधिकतम बारम्बारता दो बार होती है—एक तो वर्षा ऋतु के प्रारम्भ तथा दूसरा वर्षा ऋतु के अंत मे। मध्य अमेरिका, उत्तरी अटलांटिक तथा वेस्ट इण्डोज मे अधिकतम बारम्बारता अगस्त माह मे पायी जाती है। हिंद महासागर मे विपुवत् रेखा के उत्तरी भाग मे अधिकतम बारम्बारता मई मे होती है, जबकि विपुवत् रेखा के दक्षिणी भाग मे सभी सागर-क्षेत्रो मे जनवरी से मई के बीच अधिकतम बारम्बारता स्थापित हो जाती है।

(8) दैनिक चलन स्थलीय क्षेत्रो मे तडित ऋक्का की अधिकतम घटनाएँ दोपहर के बाद घटित होती हैं, जबकि सवाहनिक क्रिया सर्वाधिक तीव्र होती है। प्रात काल के समय इनकी सम्भावना सबसे कम पायी गयी है, क्योंकि इस समय सवाहनिक धाराएँ नगण्य होती हैं। इस सामान्य नियम का एक अपवाद तब होना है, जब वायुमण्डल के निम्न स्तरों मे अस्थायित्व की प्रवृत्ति भाद्र ता के अभिवहन अथवा अवदावों को उपस्थिति के कारण उत्पन्न हो जाए। इस अवस्था मे ऋक्का के लिए सर्वोच्च सम्भावना का समय अनिश्चित हो जाता है।

(9) यदि पूरे वर्ष मे विभिन्न अक्षांशो मे तडित ऋक्का युक्त दिनों की संख्या का विचार करें तो यह स्पष्ट हो जाता है कि ऐसे दिनों की संख्या विपुवत् रेखीय क्षेत्र मे अधिकतम है तथा विपुवत् रेखा से ध्रुवों की ओर निरंतर घटती जाती है। केवल उपोष्ण कटिबंधी क्षेत्रो मे यह घटाव सामान्य से अधिक पाया जाता है। विपुवत् रेखीय अक्षांशो मे ग्राम तौर पर वर्ष मे 75 से 150 दिन तडित ऋक्का की घटनाएँ होती हैं। कुछ स्थानों पर तो वर्ष मे 200 दिन भी य घटनाएँ रिकार्ड की गई हैं। इसका कारण यह है कि इन क्षेत्रो मे पूरे वर्ष मे उच्च तापमान तथा आद्रता की अधिकता स्थायित्व रूप से बतमान पायी जाती है, तथा वायु प्रणाली भी अभिसरण की प्रवृत्ति रखती है, जो तडित ऋक्का उत्पन्न होने के लिए अनुकूल परिस्थितिया है। 60 अंश से उच्च अक्षांशो मे तडित ऋक्का की घटनाएँ अत्यल्प पायी जाती हैं। ऐसा इन अक्षांशो म कम तापमान तथा अवतलन प्रवाह के कारण होता है। निम्न अक्षांशो के रंगिस्ताना मे तडित ऋक्का की घटनाएँ वर्ष मे 5 या इससे भी कम दिन होती ह।

भारत की जलवायु

(The Climate of India)

14 10 भारत को भौगोलिक परिस्थितियाँ

जिसी स्थान-विशेष की जलवायु मुख्यतः उनकी भौगोलिक परिस्थितियों द्वारा निर्धारित की जाती है। लगभग 3293800 वर्ग किमी क्षेत्रफल में विस्तृत भारत का विशाल भू-भाग मध्य एशिया के दक्षिणी में स्थित ससार या सबसे बड़ा प्रायद्वीप है। यह मध्य एशिया के लगभग 2500 किमी लम्बी तथा पश्चिम में सिंध दर्रा से पूर्व में ब्रह्मपुत्र-घाटी तक फैले हिमालय की शृंखलाओं द्वारा विच्छिन्न कर दिया गया है। चौड़ाई में शृंखलाएँ प्रायः 250 से 500 किलोमीटर या स्थान घेरती हैं। इन शृंखलाओं तथा लगभग 5636 किलोमीटर लम्बे समुद्री तट से घिरा पूरा देश 3 विशिष्ट क्षेत्रों में बाँटा जा सकता है—

पहला क्षेत्र प्रायद्वीपीय (peninsular) भाग है, जो प्रायः विन्ध्य और सतपुड़ा शृंखलाओं के दक्षिण में स्थित है। दूसरा क्षेत्र सिंध तथा गंगा के मैदान हैं, जो भारत के उत्तरी भाग में स्थित हैं। यह क्षेत्र पूर्व में आसाम व बंगाल एवं बिहार तथा उत्तर प्रदेश होते हुए पश्चिम में पंजाब तक विस्तृत है। तीसरा क्षेत्र हिमालय शृंखलाओं द्वारा निर्मित पर्वतीय भू-भाग है, जो पश्चिम में बलूचिस्तान तथा पूर्व में बर्मा व मध्य स्थित है।

14 11 प्रायद्वीप की प्रमुख पहाड़ी शृंखलाएँ पश्चिमी व पूर्वी घाट, विन्ध्याचल, सतपुड़ा एवं अरावली हैं। पश्चिमी घाट प्रायद्वीप के पश्चिमी तट ताप्ती की घाटी से केपकेमारिन तक लगभग 1400 किमी लम्बाई में विस्तृत है। शिखर की ऊँचाई प्रायः 1200 से 1800 मीटर के मध्य पायी जाती है। दक्षिण की ओर बढ़ते हुए पश्चिमी घाट की पहाड़ियाँ सागर तट की ओर छोड़ती जाती हैं। यह दूरी अधिक दक्षिणी क्षेत्रों में 50 किमी तक हो जाती है। ये पहाड़ियाँ नीलगिरी शृंखलाओं में समाप्त हो जाती हैं, जहाँ पूर्वी घाट की शारार्य भी सम्मिलित होकर "पयत गाँठ" (mountain knot) का निर्माण करती हैं। पूर्वी घाट, विषम संरचना वाली पहाड़ियों की विच्छिन्न कटिबा स बनता है, जो उर्वरा के उत्तरी सीमा से चलकर कारोमण्डल तट होत हुए नीलगिरी में मिलता है। पूर्वी घाट की औसत ऊँचाई 800 मीटर पाई गयी है। वहीं वही शिखर-बिन्दु 1600 मीटर तक भी उठे हुए हैं।

विन्ध्य श्रृंखलाएँ, जो उत्तरी और दक्षिणी भारत के बीच सीमा रेखा बनाती हैं, पर्याप्त रूप से सतत पहाड़ियों के समूह से निर्मित हैं। अधिकांश पहाड़ियाँ रेत के चट्टानों तथा क्वाटर्ज़ाइट से बनी हुई हैं। सतपुड़ा पहाड़ियाँ नर्मदा और ताप्ती नदियों के मध्य स्थित हैं, जिनका पश्चिमी सिरा गुजरात में राजपिपला श्रृंखलाओं से मिलाता है तथा पूर्वी भाग रांची और हजारीबाग क्षेत्रों तक दौड़ता है। पश्चिम में इन श्रृंखलाओं का भुजाव थोड़ा दक्षिण की ओर तथा पूर्व में थोड़ा उत्तर की ओर पाया जाता है¹। गंगा के डेल्टा के शीर्ष पर स्थित राजमहन की पहाड़ियाँ विन्ध्य या सतपुड़ा की श्रृंखलाएँ नहीं हैं। ये वास्तव में लावा से बनी हैं तथा 87½ अंश पूर्वी देशांतर पर 24½ अंश से 25½ अंश उत्तरी अक्षांश तक का स्थान घेरती हैं।

अरावली श्रृंखलाएँ किमी समय के टेक्टॉनिक मूल के विशाल पर्वतों के अन्तर्भेग हैं। ये श्रृंखलाएँ राजस्थान के दक्षिणी-पश्चिमी कोण से उत्तर पूर्व की ओर बढ़ते हुए राज्य को लगभग दो भागों में विभक्त करती हैं। ये साधारणतः मेटामॉर्फिक चट्टानों (क्वाटर्ज़ाइट फ़िल्लाइट, सीस्ट, नाइसेस तथा ग्रेनाइट युक्त) से बनी हैं। अरावली का सर्वोच्च शिखर 'साउण्ट घाटू' में 'गुरुशिखर' (1883 मीटर) के नाम से प्रसिद्ध है।

14 12 उत्तरी भारत के पर्वतों की उत्पत्ति अपेक्षाकृत अर्वाचीन है, जो टर्शियरी नामक प्रायुक्तिक भू वैज्ञानिक युग में मानी गई है। इनकी आकृति अधिकतर गोलाकार है, जो दक्षिण की ओर उभरी हुई पायी जाती है। इस भाग में पड़न वाली हिमालय की श्रृंखलाएँ 4 पर्वतीय क्षेत्रों में बाँटी जा सकती हैं, जो एक-दूसरे के समांतर हैं।

1 शिवालिक—जो मैदानी भागों के ठीक उत्तर में 8 से 50 किमी की मोटाई में स्थित है। इनकी लुगता प्रायः 1 किलोमीटर से कम ही पाई जाती है।

2 निम्न हिमालय क्षेत्र—जो 60 से 80 किलोमीटर की मोटाई में स्थित 3 किलोमीटर औसत ऊँचाई की उच्च भूमि है। नेपाल तथा पंजाब में पर्वत श्रृंखलाएँ समांतर रूप से व्यवस्थित हैं, किंतु कुमायूँ क्षेत्र में अस्त-व्यस्त रूप से पायी जाती हैं।

3 अर्द्ध हिमालय क्षेत्र या मध्य हिमालय—जा ऊँचे तथा बर्फ से ढकी पहाड़ियों का क्षेत्र है। सतार की बहुत ऊँची चोटियों में से सर्वाधिक चोटियाँ मध्य हिमालय में ही पायी जाती हैं, जिनमें कम से कम आठ दजन शिखर 8000 मीटर से अधिक ऊँचाई पर स्थित हैं और एक दजन 6-7 हजार मीटर से अधिक ऊँचाई रखते हैं।

4 ट्रान्स हिमालय क्षेत्र—बृहद् हिमालय के पीछे लगभग 40 किलोमीटर चौड़ाई में स्थित नदियों की घाटियों वाला क्षेत्र ट्रान्स हिमालय क्षेत्र कहलाता है।

14 13 आसाम में पहाड़ियों का उद्गम अपेक्षाकृत तीव्र गति से, किंतु कम ऊँचाई तक पाया जाता है। उत्तरी-पूर्वी सीमा पहाड़ियाँ तीक्ष्णता के साथ दक्षिण की ओर मुड़ती हैं और चाप की आकृति में भारत और बर्मा की सीमा निर्मित करती है। इन श्रृंखलाओं में पटकाह, नागा, मिजो तथा मनिपुर प्रमुख हैं।

भासाण का पठार यद्यपि बिहार की स्थलाकृति के सान्त्वत्य म उसी का विस्तार है, किंतु गंगा-ब्रह्मपुत्र की घाटी दोनों के मध्य सीमा रेखा बन जाती है। भासाण के पठार में गारो, खासी, जयंतिया नामक पहाड़िया के प्रतिरिक्त उत्तरी-पूर्वी भाग में भिन्न पहाड़ियों का विच्छिन्न सिलसिला स्थित है।

14 14 भारत की प्रमुख नदियाँ

भारतीय उप-महाद्वीप में बहने वाली छोटी बड़ी नदियों की संख्या बहुत बड़ी है। उन्हे चार प्रमुख समूहों में बाँटा जा सकता है—

- (1) महाद्वीपीय नदियाँ
- (2) सिंधु प्रणाली
- (3) गंगा प्रणाली
- (4) ब्रह्मपुत्र प्रणाली

प्रायद्वीपीय नदियाँ प्रायः पश्चिम से पूर की ओर ढलान पर बहती हैं। भू-पथ वेत्ताभा का मत है कि टर्शियरी युग में प्रायद्वीपीय का पश्चिमी भाग कुछ ऊपर की ओर उठता रहता है। पश्चिमी घाट से बंगाल की खाड़ी तक बहने वाली मुख्य नदियाँ ये हैं— गोदावरी, कृष्णा, कावेरी, पेनर, ताम्रपर्णी (जो मन्नार की खाड़ी में गिरती हैं)। ततपुत्रा की पहाड़ियों से अनेक नदियाँ निकलती हैं, जिनमें नमदा और ताप्ती मुख्य हैं। ये दोनों अरब सागर में गिरती हैं। अर्य नदियों में दामोदर, जो हुगली से मिल जाती है, सुवर्ण रेखा, ब्रह्ममती तथा महानदी का नाम लिया जा सकता है। ये सभी नदियाँ अनेक सहायिकाएँ (tributaries) रखती हैं जिनमें अधिकांश वर्ष भर जल-युक्त पायी जाती हैं।

कुछ नदियाँ अरावली शृंखलाओं से भी जनित होती हैं, जो प्रायः अरब सागर की ओर बहती हैं। इनमें लूनी (सवणवारि) विशेष उल्लेखनीय है। इसमें केवल वर्षा ऋतु में ही जल रहता है। यह जल बालोता तक तो मीठा रहता है, किन्तु उसके बाद खारा हो जाता है। बनास नदी माजण्ट प्राब के पूर्वी भाग से उदित होकर चम्बल में जा गिरती है। सावरमती तथा माही मेवाड की पहाड़ियों से उदित होकर कँम्बे की खाड़ी में गिरती हैं।

14 15 बृहद् हिमालय, वाराकोरम लड़ाख, जसकार, कलाश तथा ट्रास हिमालय शृंखलाओं से लगभग 20 महत्त्वपूर्ण नदियाँ जनित होती हैं, जो पर्वतीय अंचल से प्रागे चकर एक-दूसरे में सम्मिलित होते हुए तीन बृहद् नदी प्रणालियों का निर्माण करती हैं। 1—सिंधु, 2—गंगा और 3—ब्रह्मपुत्र। इनके स्रोत स्थल की धाराएँ प्रायः ग्लेशियरों से उत्पन्न होती हैं।

सिंधु प्रणाली—हिमालय के पश्चिमी सिरे पर स्थित शृंखलाओं से निकलकर नागा पर्वत की वृत्ताकार में घेरने हुए सिंधु नदी दक्षिण-पश्चिम की ओर हजारों सँहोकर पाकिस्तान के समतल पर बहती है और कराची के निकट लगभग 3000 वर्गमील का डेल्टा बनाते हुए अरब सागर में मिल जाती है। इस प्रणाली की 5 अर्य नदियाँ ये हैं—

1 भ्रैलम (वितस्ता) 2 चेनाब (चन्द्रभागा) 3 रावी (इरावती) 4 व्यास (विपासा) तथा 5 सतलज (सताद्र) ।

गंगा प्रणाली—भागीरथी तथा घननदा नामक दो सहायिकाओं के सम्मिलन से गंगा का निर्माण हुआ । ये दोनों ग्लेशियर की धाराएँ हैं, जो देवप्रयाग के पास मिलकर भागे बढ़ती हैं और गंगा, हरिद्वार के पास समतल मैदान में भ्रवतगति होती है, यहाँ से उत्तर प्रदेश, विहार, तथा पश्चिमी बंगाल में लगभग 1557 मील की यात्रा करने के बाद गंगा बृहद् डेल्टा का निर्माण करते हुए बंगाल की खाड़ी में मिल जाती है । गंगा प्रणाली की सबसे पश्चिमी और बड़ी सहायिका यमुना, जमनोत्री नामक ग्लेशियर युक्त पहाड़ी से उदित होकर तथा मसूरी की पहाड़ियों से निकलकर मैदानों में आती है । यहाँ बक्राकार भाग पर दिल्ली, मथुरा तथा आगरा होते हुए लगभग 860 मील की यात्रा के बाद इलाहाबाद में गंगा से मिल जाती है । यमुना की मुख्य सहायिका चम्बल है जो भ्ररावली के ग्हाणो नामक स्थान से निकलकर बूंदी, बोंटा तथा घोलपुर होकर बहती है तथा इटावा में लगभग 25 मील पूर्व में 600 मील की दूरी तय करने के बाद यमुना से जा मिलती है ।

गंगा की सभी उत्तरी सहायिकाएँ हिमालय की बर्फीली शृंखलाओं से उदित होकर आती हैं । इनमें रामगंगा, काली (गारदा), गोगरा, गडक, कोशी (कशिका), तथा महानदा उल्लेखनीय हैं । दक्षिण से आने वाली सहायिकाओं में बेटवा, बेन (बर्णावती), तोस (तामस) तथा सोन (सुवर्ण नदी) का नाम प्रमुख है ।

ब्रह्मपुत्र प्रणाली—तिब्बत में ब्रह्मपुत्र को सांग-पो (Tsang po) और उत्तरी आसाम के पहाड़ों में 'दिवग' के नाम से जाना जाता है । सादिया के पास जब दिवग लोहित नामक शाखा से मिलकर आसाम के मैदानों के भागे बढ़ती है तो ब्रह्मपुत्र का नाम ब्रह्मण करती है । स्रोत से बंगाल की खाड़ी तक यह लगभग 1800 मील की दूरी तय करती है । इसकी अनेक सहायिकाओं में रायदक, सकोश, मानस, सुबसरी, धनशी, टोरसा, तिस्ता (त्रिप्ला) उल्लेखनीय हैं । सुर्मा से सम्मिलन के बाद ब्रह्मपुत्र, मेघना के नाम से अधिकतर जानी जाती है । यह सागर में मिलने से पूर्व चार भागों में विभक्त हो जाती है । गंगा ब्रह्मपुत्र का संयुक्त डेल्टा सप्तार के सबसे बृहद् डेल्टाओं में एक माना जाता है ।

14 20 भारत की मुख्य ऋतुएँ (Principal Seasons of India)

भारतीय उप महाद्वीप मानसून प्रकार के जलवायु प्रदेश का एक उत्कृष्ट उदाहरण है । समुद्रतलीय दाब इस प्रदेश में जनवरी से जुलाई तक पूर्ण उल्टक्रमण (reversal) को प्राप्त हो जाता है । इसके प्रभाव में धरातलीय वायु प्रवाह का भी पूर्ण उल्टक्रमण होता है । इस प्रकार उप महाद्वीप में वर्ष भर में दो प्रकार की मानसून धाराएँ बहती हैं । सर्दियों में धरातल पर उच्चदाब तथा सागरीय क्षेत्रों में निम्नदाब विकसित रहता है । इनके प्रभाव में हवाएँ उत्तरी अक्षांशों से भ्रवतरित होती हैं, जो सागर क्षेत्रों पर उत्तर-पूर्व से आती हुई पंथी जाती हैं । उच्च अक्षांश तथा धरातलीय स्रोतों के कारण ये वायु राशियाँ ठण्डी तथा

शुष्क होती हैं, जो भारत पर सर्दों का मौसम स्थापित करती हैं। इस शीत मानसून (Winter monsoon) या उत्तरी पूर्वी (North-east) मानसून का नाम से जाना जाता है। गर्मियों में भारत तक गर्म-गर्म उत्तरी भारत पर निम्नदाब स्थापित हो जाता है तथा उच्चदाब सागरीय क्षेत्रों में घा जाता है। निम्नदाब का प्रवाह म सागरीय हवाएँ भूमि की ओर झरझर होती हैं तथा शीत मानसून के पथ पर ही, विद्यु विपरीत दिशा में बहती हैं। नम और उष्ण हाने के कारण वर्षा उत्पन्न करने की क्षमता रखती हैं। यह प्रवाह गोष्म मानसून (Summer monsoon) या दक्षिणी पश्चिमी (South west) मानसून कहलाता है।

14 21 इस प्रकार भारत को जलवायु मोटे तौर पर निम्नांकित चार ऋतुधा में बाटी जा सकती है —

- (1) शीतकाल या उत्तरी-पूर्वी मानसून—दिसम्बर से फरवरी।
- (2) ग्रीष्म ऋतु या पूव मानसून काल—मार्च से मई।
- (3) ग्रीष्म काल या दक्षिणी पश्चिमी मानसून काल— जून से सितम्बर।
- (4) सन्तमण मानसून (transition period) या उत्तरी मानसून काल—प्रबन्धक और नवम्बर।

यद्यपि पश्चिमी मानसून का काल पूरे देश के लिए साधारणतः जून से सितम्बर तक का माना जाता है, किंतु इसका वास्तविक काल स्थान विशेष पर वहाँ ग्रीष्म मानसून धाराओं के अभ्युदय (on set) तथा अपनयन (withdrawal) दिनाकों के मध्य की अवधि ही होती है। अभ्युदय तथा अपनयन के दिनांक स्थान के अनुसार परिवर्तनशील रहते हैं। उत्तरी पश्चिमी भारत ग्रीष्म मानसून काल प्रायः जुलाई से सितम्बर तक ही पाया जाता है पश्चिमी राजस्थान में मानसून धाराओं का अभ्युदय लगभग 15 सितम्बर तक सम्पन्न हो जाता है। अतः इस क्षेत्र के लिए दक्षिणी पश्चिमी मानसून काल केवल दो महीने में ही सीमित रहता है।

14 30 उत्तरी-पूर्वी मानसून काल

सामान्य दाब आवृत्त—इस ऋतु में एशिया के सम्पूर्ण भू भाग पर निम्न तापमान प्रचलित रहता है तथा उच्चदाब पेटिका अरब तथा फारस से मध्य एशिया और फार उत्तरी पूर्वी चीन तक विस्तृत हो जाती है। यह साइबेरिया उच्चदाब क्षेत्र कहलाता है। उपोष्ण कटिब धी उच्चदाब में जो एशियाई भू भाग पर प्रमुख रहता है ठंडी महाद्वीपीय हवाओं के संचयन से साइबेरियन उच्चदाब इस काल में अत्यंत तीव्र (intense) रहता है और लगभग 45° उ अक्षांश तथा 105° पू देशान्तर पर केंद्रित पाया जाता है। भारत इस उच्चदाब के परिधि पर पड़ता है। हिमालय शृंखलाओं का उत्तर में दाब प्रणेतता अत्यधिक तीव्र होती है तथा भारतीय क्षेत्र पर क्षीण। इन महीनों में विपुल रेखीय निम्नदाब हिन्द महासागर में भूय से 10° द अक्षांश के मध्य स्थित पाया जाता है। भारत पर जनवरी में दाब आवृत्त चित्र (14 2) में दिया गया है। पश्चिमी राजस्थान से मध्य बिहार तक एक क्षीण कटक दौड़ती है। केरल से गुजरात तथा तेनासरीम तट के निकट से उत्तरी बर्मा तक द्रोणिका स्पष्ट रूप से विकसित रहती है।



भारत-तथा आसपास का उल्थावचन (रेलवे) गार्मिन्
चित्र (141)

14 31 धरातलीय हवायें

25 मग उत्तरी अक्षांश के नीचे सागर तथा भू क्षेत्र पर मुख्यत उत्तरी-पूर्वी प्रवाह प्रचलित रहता है। इसके उत्तर में राजस्थान तथा आसाम को छोड़कर शेष भाग में हल्की पश्चिमी या उत्तरी-पश्चिमी हवायें बहती हैं। उच्चदाब कोणिका के प्रभाव में प्राय उत्तरी-पूर्वी तथा आसाम में पूर्वी हवायें पाई जाती हैं। भू भाग में धरातलीय हवायें हल्की होती हैं किंतु सागरीय क्षेत्रों में इसकी तीव्रता लगभग 10 'नॉट' पाई जाती है। यह तीव्रता दक्षिणी-पश्चिमी अरब सागर में और बढ़ जाती है।

14 32 धरातलीय तापमान

जिमी स्थान में औसत वायु तापमान में नियंत्रण तत्व अक्षांश, ऊँचाई, सूर्य का उन्नतांश, समुद्र तट से दूरी तथा प्रचलित वायुराशियाँ हैं। शीतकाल में भारत अधिकांश भू भाग ठण्डी और महादीपीय वायु राशिया से प्रभावित रहते हैं, जिनका स्रोत उच्च अक्षांशों में पाया जाता है। औसत तापमान उत्तर से दक्षिणी की ओर बढ़ता जाता है। समताप रेखाएँ सामान्यतः अक्षांशों के अनुसार चलती हैं। 20°C धार 30°C उत्तरी अक्षांशों के मध्य लगभग 1°C प्रति अक्षांश की प्रवणता पाई जाती है। तापमान दक्षिण में लगभग 17°C उत्तरी अक्षांशों तक बढ़ता जाता है। जनवरी में औसत तापमान का चलन 14°C से 27°C परिवर्तित किया गया है। जनवरी में औसत धरातलीय तापमान का आवृत्त चित्र (14 3) में प्रदर्शित किया गया है।

दैनिक उच्चतम तापमान का आवृत्त भी मुख्यतः औसत तापमान की भाँति पाया जाता है। पश्चिमी तट और 78° पूर्वी देशांतर तथा 11° और 30° उत्तरी अक्षांशों के बीच का भाग सर्वाधिक उच्चतम तापमान (लगभग 33°C) प्रदर्शित करता है। यहाँ से हर दिशा में तापमान घटता जाता है। सबसे कम उच्चतम तापमान लगभग 22°C, 30° उत्तरी अक्षांश के पास पाया जाता है।

औसत दैनिक निम्नतम तापमान में अपेक्षाकृत अधिक प्रवणता पाई जाती है। 20° से 25° उत्तरी अक्षांशों के बीच प्रवणता सर्वाधिक होती है। तापमान चलन प्रायद्वीप के चरम दक्षिणी भाग (22°C) से उत्तरी भारत के मैदानी तब (10°C) तथा पंजाब तक (6°C) परिवर्तित होता है। महासागरीय प्रभाव के कारण तटीय क्षेत्र आंतरिक भू-भागों की अपेक्षा अधिक निम्नतम तापमान रखते हैं।

पश्चिमी विक्षोभों के पीछे उच्च अक्षांशों की ठंडी हवा शीत तरंग के रूप में उत्तरी भारत को प्रभावित करती है। इस अवसर पर तापमान 6 से 12°C तक सामान्य से नीचे आ जाता है और उत्तर-पश्चिमी भारत के मैदानी भागों में पाल की घटनाएँ उत्पन्न होती हैं। तापमान का दैनिक चलन मुख्यतः महाच्छन्नता तथा वायुमण्डलीय आर्द्रता पर निर्भर करता है यह तटीय क्षेत्रों की अपेक्षा आंतरिक भागों में स्वाभाविक रूप से अधिक होता है। सर्वाधिक दैनिक तापमान परिवार का वार्षिक औसत (14-15°C) उत्तरी पश्चिमी भारत में पाया जाता है, जो दक्षिण और पूव की ओर घटता जाता है।

14.33 शीत तरंग

20° उ अक्षांश से उत्तर के क्षेत्र विशेषतः जम्मू काश्मीर, पश्चिम उत्तर प्रदेश, राजस्थान, गुजरात तथा पश्चिमी मध्य प्रदेश जनवरी-फरवरी में शीत तरंगों के लिए सर्वाधिक संवेदनशील पाए गए हैं।

सामान्यतः ये तरंगें सक्रिय पश्चिमी विक्षोभ के पीछे ही आती हैं, जिसमें तापमान का सहसा परिवर्तन होता है। यदि रात्रि तापमान पहले ही सामान्य से कम हो तो, कमजोर विक्षोभ के पीछे भी शीत तरंगें जनित हो जाती हैं।

उत्तर-पश्चिम में उत्पन्न होकर तरंगें पूव तथा दक्षिण की ओर फँसती रहती हैं तथा अनुकूल परिस्थितियों में पश्चिमी बंगाल तथा दक्षिण में फैलना तक पहुँचती हैं।

13.34 आर्द्रता, कुहरा और मेघाच्छन्नता

भारत पर आर्द्रता का घाटन प्रचलित वायु राशियों तथा समुद्र से दूरी पर निर्भर करता है। यह सामान्यतः उत्तरी-पश्चिमी भारत में निम्नतम पाई जाती है, जो हर दिशा में समुद्र तट की ओर बढ़ती जाती है। शीतकाल में जब वायु राशि भूमि पर जनित होती है, वाष्पदाब पूरे भारत पर सबसे कम होता है। इस काल में सापेक्ष आर्द्रता पश्चिमी प्रायद्वीप गुजरात तथा राजस्थान में सबसे कम (40-50%) पाई जाती है। सर्वाधिक सापेक्ष आर्द्रता (80% से अधिक), आसाम में पाई जाती है।

शीतकाल में समुद्र तल पर वायु घनत्व दक्षिणी भारत की अपेक्षा उत्तर भारत में अधिक पाया जाता है। इस काल में घनत्व की प्रवणता भी अपेक्षाकृत अधिक रहती है।

घाटी, डेल्टा तथा नम भू प्रदेशों व तटीय क्षेत्रों में कुहरे तथा कुहासे की घटनाएँ शीतकाल में बहुत सामान्य हैं। कुहरे प्रातः काल उत्पन्न होते हैं, जो सूर्योदय के दो-तीन घंटों के अंदर क्षीण हो जाया करते हैं। मध्य और उत्तरी भारत में पश्चिमी विक्षोभों के पृष्ठ भाग में तथा कभी कभी अग्र भाग में कुहरे उत्पन्न होते हैं। जब शाम या रात में वर्षा हो तथा तुरन्त बाद आकाश स्वच्छ हो जाए तो, कुहरा उत्पन्न होने की सम्भावना बहुत होती है, इसके लिए वायु गति धीमी होना आवश्यक है। ये सभी दशायें साधारणतः विक्षोभ के पृष्ठ भाग में लागू रहती हैं। उड़ीसा, बंगाल तथा बंगलादेश के तटीय क्षेत्रों में विक्षोभ के अग्र भाग में भी कुहरे उत्पन्न होते हैं।

अभिवहन कुहरा भारत में बहुत कम होता है। असम की पहाड़ियों से नम हवा की घाटियों में आरोहण से कभी कभी इस प्रकार के कुहरे बन जाते हैं। शीतकाल में विभिन्न महीनों में कुहरों की औसत संख्याएँ चित्र (14.4-14.6) में दी गई हैं। आसाम की घाटी तथा गंगा के मैदान में सबसे अधिक कुहरे बनते हैं। दिसम्बर और जनवरी के महीने में इनकी संख्या 20 दिन प्रति माह से अधिक है।

विभिन्न ऊँचाइयों पर हर महीने का औसत वायु घनत्व निम्नांकित सारणी में प्रदर्शित किया गया है —

सारणी (141)

श्रीसत भासिक वायु घनत्व (ग्राम/घन मीटर)

उत्तरी भारत

कैवाई-माह (किमी)	ज	फ	मा	अ	म	जू	जु	स	सि	अ	न	दि	वार्षिक
1	1092	1081	1057	1049	1020	1011	1036	1032	1037	1048	1085	1087	1058
2	988	973	967	957	935	929	937	942	947	962	983	979	958
3	890	896	879	873	860	853	849	853	863	875	887	884	872
4	802	800	795	795	785	775	763	770	778	787	880	795	787

दक्षिणी भारत

1	1056	1044	1043	1027	1027	1028	1045	1044	1044	1051	1047	1050	1042
2	972	960	957	944	942	947	952	953	957	963	968	971	957
3	882	877	881	869	864	861	863	867	867	873	876	881	872
4	795	796	799	795	789	780	780	784	784	787	789	791	789

शीत-काल में विद्योमो के कारण सबसे अधिक मेघाच्छन्नता हिमाचल-प्रदेश तथा पश्चिमी उत्तर-प्रदेश की पहाड़ियों में पाई जाती है। मद्रास तट पर भी उत्तरी पूर्वी मान-सून के प्रभाव में पर्याप्त मेघाच्छन्नता रहती है। शेष भाग प्रायः स्वच्छ आकाश या आंशिक रूप से आच्छादित रहता है।

14 40 पूर्व मानसून काल

सूर्य के उत्तरी गोलार्ध में आगमन से मार्च में भारतीय भू भाग का उष्मन आरम्भ हो जाता है। दाब प्रचलता तेजी से घटती जाती है और पश्चिमोत्तर भारत के अतिरिक्त सारे देश से शीतकालीन दशायें प्रायः लुप्त हो जाती हैं। प्रायद्वीप के दक्षिणी भाग से उत्तरी-पूर्वी क्षेत्रों तक मार्च में एक क्षीण निम्नदाब विस्तृत पाया जाता है तथा उत्तरी खाड़ी में आपेक्षिक उच्चदाब स्थापित हो जाता है।

एक असान्तर्य रेखा (line of discontinuity) स्पष्ट रूप से प्रायद्वीप के दक्षिणी भाग में उभरती है, जो 20° उ 77° पू तक ठीक उत्तर की ओर, और वहाँ से उत्तर पूर्व की ओर 25° उ, 92° पू तक झिझकी हुई रूप में खिंची रहती है। रेखा के पूर्व में स्थित दक्षिणी प्रायद्वीप पर 1 किमी ऊँचाई तक दक्षिणी या दक्षिणी पश्चिमी प्रवाह पाया जाता है जिससे खाड़ी से पर्याप्त आद्रता इन क्षेत्रों पर अभिवहित होती है। फलतः प्रायद्वीपीय असान्तर्य रेखा के आस पास इस महीने में तड़ित ऋझा तथा बौछार की घटनाएँ सामान्य हैं। इस प्रकार की घटनाएँ उत्तरी-पूर्वी भारत पर भी 'नारवेस्टर' के रूप में विकसित होती हैं।

अप्रैल में ताप जनित निम्नदाब प्रायद्वीपीय पर विकसित हो जाता है, जो गर्मी के साथ धीरे-धीरे उत्तर की ओर स्थानान्तरित होता जाता है। साथ ही मध्य एशिया पर उष्मन के कारण उपोष्ण कटिबंधी उच्चदाब तीव्रता से टूट कर निम्नदाब बनने लगता है। यह उष्मन नीचे की ओर स्थानान्तरित होकर पश्चिमोत्तर भारत से शीतकालीन दशायें समाप्त कर देता है। मई तक एशिया के विशाल भू-भाग पर निम्नदाब व्याप्त हो जाता है, जिसका केन्द्र 30° उ, 75° पू के आस-पास स्थित रहता है। प्रायद्वीपीय निम्नदाब क्षेत्र इसी में विलीन हो जाता है तथा उड़ीसा तक सुस्पष्ट द्रोणिका विकसित हो जाती है। इस समय तक प्रायद्वीप पर स्थित द्रोणिका पूर्व की ओर थोड़ा हटकर मद्रास तट के समानांतर स्थापित हो जाती है।

14 41 घरातलीय हवायें

अप्रैल में मध्य भारत पर स्थित निम्नदाब तथा प्रायद्वीप पर विस्तृत द्रोणिका के प्रभाव में द्रोणिका अक्ष के पश्चिमी या उत्तरी-पश्चिमी घरातलीय हवायें बहती हैं तथा पूर्व में दक्षिणी या दक्षिणी-पश्चिमी। द्रोणिका अक्ष के पूर्व की ओर खिसकने के साथ मई में उपरोक्त प्रवाह क्षेत्र भी पूर्व की ओर स्थानान्तरित हो जाता है।

राजस्थान तथा पंजाब पर घरातलीय हवायें अप्रैल में पश्चिम तथा मई में निम्न दाब के प्रभाव में दक्षिण पश्चिम से बहती हैं। उत्तर पूर्व में पूर्वी प्रवाह अप्रैल तक पाया जाता है, जो ग्रीष्मकालीन द्रोणिका के विकाम के साथ मई तक उत्तरी उत्तर-प्रदेश तक फैल जाता है। शेष भागों में मुख्यतः उत्तरी-पश्चिमी हवायें बहती हैं।

सागरीय क्षेत्रों में उत्तरी पूर्वी मानसून प्रवाह धीरे-धीरे वामार्धित (back) होने लगती है तथा जून तक पूरा उत्क्रमित होकर दक्षिणी पश्चिमी प्रवाह बन जाती है। सत्रमण काल में वायु गति सत्र, 10 'नॉट' से कम ही पायी जाती है।

14 42 तापमान

अप्रैल तक दक्षिणी प्रायद्वीप के आन्तरिक क्षेत्रों का आसत तापमान 33-35°C तक पहुँचा जाता है, जबकि तटीय क्षेत्र अपेक्षाकृत ठंडे (28-30°C) रहते हैं। 20° उ अक्षांश पर ताप उच्चतम पाया जाता है, जहाँ से दोनों ओर तापमान घटता जाता है। औसत उच्चतम तापमान 14 से 25° उत्तरी अक्षांश के मध्यवर्ती भाग में 40-42°C के बीच सम आवृत्त रहता है, किंतु सागरीय क्षेत्रों में उच्चतम तापमान अपेक्षाकृत कम होता है। फलतः थल और सागर समीर का प्रवाह तटीय क्षेत्रों पर प्रमुख होता है।

गुजरात तथा उत्तरी महाराष्ट्र, उत्तरी राजस्थान तथा उत्तरी मध्य प्रदेश पर अप्रैल के महीने में दैनिक तापमान परिसर का मान अधिकतम (18°C) पाया जाता है। सबसे कम परिसर 6°C के लगभग पश्चिमी घाट पर रहता है।

मई में 15°C ऊपर प्रायः सारा देश वर्ष के सर्वाधिक दैनिक तापमान प्राप्त करता है। मानसून धाराओं के अभ्युदय से इस वृद्धि पर रोक लग जाती है। महासागरीय प्रवाह के कारण दक्षिणी प्रायद्वीप के पश्चिमी भाग में तापमान मध्य अप्रैल के बाद ही गिरने लगता है। इस क्षेत्र में सबसे अधिक तड़ित ऋष्ठा की घटनाएँ मई में ही पाई जाती हैं। चरम दक्षिणी तट मात्र में ही सर्वाधिक तापमान प्रदर्शित करते हैं।

उत्तर-पूर्व में भी अप्रैल के बाद तापमान घटने लगता है, क्योंकि यहाँ निम्न तहों में महासागरीय प्रवाह आरम्भ हो जाता है। मई में तड़ित ऋष्ठा की घटनाएँ इन क्षेत्रों में बहुत सामान्य हैं। वर्षा के बावजूद आसाम में सर्वाधिक दैनिक तापमान जुलाई या अगस्त में पाया जाता है।

अडमान द्वीप समूह अप्रैल में, पश्चिमी राजस्थान तथा गुजरात तट जून में और कश्मीर जुलाई में अधिक उच्चतम तापमान के महीने हैं। यह विविधता अनेक कारणों से पायी जाती है।

अप्रैल, मई तथा जून में उत्तर भारत के कई स्थान यदा-कदा सामान्य से बहुत अधिक दैनिक तापमान का अनुभव करते हैं। इन दिनों उच्चतम तापमान के सामान्य से 6°C या इससे अधिक ऊपर हो जाने की अवस्था ताप तरंग (heat wave) कहलाती है। जून में ताप तरंगें सबसे अधिक तथा प्रखर पायी जाती हैं। पंजाब, हरियाणा, उत्तर प्रदेश, मध्य प्रदेश बिहार तथा उड़ीसा मुख्यतः ताप तरंगों के प्रभाव क्षेत्र हैं। राजस्थान, श्रीलंका काल अत्यधिक प्रखर होते हुए भी, प्रायः ताप तरंगों से प्रभावित नहीं हो पाता। इसका कारण यही है कि यहाँ का सामान्य उच्चतम तापमान स्वयं इतना अधिक होता है कि वास्तविक उच्चतम तापमान बहुत ही कम भौकी पर +6°C का विचलन प्रदर्शित करता है।

14 43 काल-वैशाखी या नारवेस्टर

ओले, बौछार तथा तड़ित ऋष्ठा की घटनाएँ पश्चिम से पूर्व की ओर गति करते हुए पूर्व मानसून-काल में बिहार से आसाम तक सक्रिय रहती हैं। सक्रियता मात्र से मई तक

सगातार बढ़ती जाती है। किसी स्टेशन पर तड़ित भँझाएँ प्रायः पश्चिमोत्तर दिशा से पहुँचते हैं, अतः नारवेस्टर कहलाते हैं। वैशाख (15 अप्रैल-15 मई) में इन भँझाओं की तीव्रता अपेक्षाकृत अधिक प्रखर रहती है, जिससे सम्पत्ति और जीवन का पर्याप्त विनाश प्रतिवप होता है। सम्भवतः इसीलिए ये भँझाएँ फाल वैशाखी भी कहलाती हैं। धूल उडाती झाँधिया तथा स्ववाल भी इनसे सामान्यतः सम्बन्धित रहते हैं।

पश्चिमोत्तर दिशा से आन वाली भँझाएँ अधिकतम प्रखर हाती है और प्रायः दोपहर बाद से शाम तक आती हैं तथा 100 किमी/घण्टा के लगभग गति से स्ववाल उत्पन्न करती हैं। ये भँझाएँ 50-60 किमी प्रति घण्टा की गति से चलती हुई बागलादश की ओर बढ़ती हैं, जहाँ उनकी प्रचण्डता और बढ जाती है।

कुछ भँझाएँ रात्रि के पिछले प्रहर या सुनह आती हैं। ये उत्तरी बगल से उदित होकर दक्षिण की ओर गति करती है तथा अपेक्षाकृत कम प्रचण्ड होती हैं। इनकी गति प्रायः कम (15-30 किमी/घण्टा) होती है।

खासी पहाडियों से भी कुछ भँझाएँ उदित हाती हैं। ये भी कम प्रचण्ड होती हैं तथा उत्तर से दक्षिण की ओर गति करती हैं।

यदा-कदा आसाम तथा सीमावर्ती पहाडियों में भी भँझाएँ बनती हैं, जो पश्चिम की ओर गतिमान होती हैं।

य भँझाएँ भारी वायु-युक्त वर्षा से दिन का तापमान बहुत घटा देती हैं।

नारवेस्टर से सम्बन्धित समकालीन स्थितियों का विवरण अध्याय 10 में दिया जा चुका है।

14 44 पूर्व मानसून काल में प्रमुख रूप से पश्चिमोत्तर भारत तथा गंगा के मैदानी भाग दो विशेष मौसम घटनाओं का अनुभव करते हैं

(1) झाँधी या मरुभँझा (Dust storm or Sand storm)

(2) झड़ (Dust or sand raising winds)

(1) झाँधी या मरुभँझा

ये तड़ित भँझा की भाँति ही सवाह्निक घटनाएँ हैं तथा कपासी वर्षी मेघों से उत्पन्न हाती हैं। पर्याप्त आद्रता होने पर कपासी वर्षी से तड़ित भँझा जनित होती है तथा नमी के अभाव में झाँधी। झाँधी प्रायः वर्षा-रहित भँझा है। वर्षा यदि उत्पन्न भी होती है तो प्रायः भूमि तक नहीं पहुँच पाती। इन भँझाओं से सम्बन्धित स्ववाल काफी ऊँचाई तक धूल या रेत उठा देती हैं। वायुमण्डल में धूल या रेत की मात्रा इतनी भर जाती है कि क्षैतिज दृश्यता 1 किलोमीटर से कम हो जाती है।

झाँधी पूर्व मानसून-काल में उत्तरी पश्चिमी भारत की सामान्य घटना है। मानसून अभ्युदय से पूर्व जून मास में भी झाँधियाँ उत्पन्न होती हैं, जो प्रायः अधिक प्रचण्ड पायी जाती

हैं। प्राची एक सीमित क्षेत्र में घटित होती है, जिसकी अवधि कुछ मिनटों की होती है। यह घटना निम्नांकित दो परिस्थितियों में सामान्यतः उत्पन्न होती है—

(1) पूव मानसून काल में पश्चिमी विक्षोभों के प्रभाव में। पश्चिमी विक्षोभ जब उत्तर पश्चिम भारत को प्रभावित करता है, तो इसके शीत-वाताग्र के गुजरने के समय कम आद्रता वाले क्षेत्रों में मॉघी की घटनाएँ घटित होती हैं। इस प्रकार की मॉघी राजस्थान, पंजाब, हरियाणा, उत्तर प्रदेश और बिहार में होती है। बंगाल तथा असम क्षेत्रों में जहाँ वातावरण में पर्याप्त आद्रता उपस्थित होती है, तबिन भस्मा की घटनाएँ उत्पन्न होती हैं।

(11) मार्च, अप्रैल तथा मई में घरातल के अत्यधिक उष्ण से वायुमण्डल के निम्न तहों में तापमान का अतिप्रवण (steep) ढलान दर उत्पन्न हो जाता है, जिसके फलस्वरूप वायुमण्डल में अस्थिरता आ जाती है तथा तीव्र सवाह्निक धाराएँ कपासी वर्षों में जो जन्म देती हैं। इन परिस्थितियों में मॉघी की घटना घटित होती है। अप्रैल, मई तथा जून में मॉघी की बारंबारता चित्र (14, 10, 11, 12) में प्रदर्शित की गई है।

(2) भ्रमण

इसे तेज धूल भरी हवाएँ भी कहा जाता है। मॉघी के विपरीत यह घटना व्यापक क्षेत्रों को प्रभावित करती है। इसकी अवधि भी कुछ घण्टों से लेकर 6-7 दिन तक हो सकती है। यह घटना पूरे उत्तर भारत में उत्पन्न होती है किन्तु दक्षिणी राजस्थान तथा गुजरात में इसका विशेष जोर देखा गया है। इन क्षेत्रों में घरातल पर धूल या बालू की अधिकता के कारण तेज हवाओं के लंबे समय तक चलने से धूल या बालू के टीले स्थान-स्थान पर बन जाते हैं तथा यातायात में अवरोध उपस्थित कर देते हैं। इस घटना में भी क्षयता काफी कम हो जाती है, कभी-कभी एक लम्बी अवधि तक क्षयता 500 मीटर से भी कम होती है। यह घटना किसी क्षेत्र में तीव्र दाब प्रवणता स्थापित होने के कारण घटित होती है। यह दाब प्रवणता घरातलीय तहों की उष्ण क्षमता में विभिन्नता के कारण ग्रीष्म-काल में स्थापित हो जाती है।

14.45 आर्द्रता मेघाच्छन्नता

इस काल में सापेक्ष आर्द्रता का तटों से आन्तरिक भागों की ओर कम होने की दर अपेक्षाकृत अधिक होती है। आन्तरिक भू-भागों की वायु प्रायः अत्यधिक शुष्क रहती है, विशेषकर दक्षिणी पठार तथा मध्य भारत पर औसत सापेक्ष आर्द्रता 30% से भी कम पायी जाती है।

दोपहर बाद सापेक्ष आर्द्रता पंजाब से बिहार तक के मैदानी भागों में 5% से भी कम हो जाती है। इसका एक कारण यह भी है कि अत्यन्त अधिक उष्ण के कारण उत्पन्न आरौही धाराएँ घरातलीय नमी को उच्चतर वायु तहों में उठा देती हैं।

पूव मानसून काल में सबसे अधिक मेघाच्छन्नता प्रायद्वीप के दक्षिणी भाग तथा बंगाल व आसाम में पायी जाती है। इन स्थानों पर सागरीय हवाएँ तीव्र गति से पहुँचती हैं तथा इन्हें स्थानीय पहाड़ियों द्वारा उत्थापन की यथेष्ट सुविधा प्राप्त हो जाती है।

14 50 दक्षिणी-पश्चिमी मानसून काल

मई में बर्मा, आसाम, बांगलादेश तथा बंगाल में खाड़ी की नमी हवायें दक्षिणी-पश्चिमी प्रवाह के रूप में पहुँचना आरम्भ कर देती हैं। इसी मास के अन्त तक पश्चिमोत्तर भारत पर मौसमी निम्नदाब क्षेत्र पूरा त स्थापित हो जाता है और इसके प्रभाव में दक्षिणी गोलाद्र की व्यापारी हवायें भी विपुवत् रेखा पार कर दक्षिण-पश्चिम से अरब सागर तथा खाड़ी में सम्मिलित होने लगती हैं, फलस्वरूप मानसून प्रवाह तीव्रतर होता जाता है। स्पष्टत मानसून का उदय बंगाल की खाड़ी में अपेक्षाकृत पहले होता है। अर्द्धमान द्वीप तथा तेना सरीम तट पर मानसून अशुभ्युदय की सामान्य तिथि 20 मई, मध्य बर्मा पर 25 मई तथा बांगलादेश पर 1 जून है। मानसून की यह शाखा जब आसाम तथा बर्मा की पहाड़ियों से परावर्तित होकर पूव की ओर मुड़ती है तो स्वाभाविक रूप से उत्तरी भारत के मैदानी भाग पर द्रोणिका विकसित हो जाती है। पश्चिमोत्तर भारत के निम्नदाब के प्रभाव में अरब सागर की उत्तरी-पूर्वी व्यापारी हवायें इसी समय पश्चिमी या दक्षिणी पश्चिमी दिशा से बहने लगती हैं जिससे केरल तट पर अरब सागरीय शाखा का अशुभ्युदय जून के प्रथम दो-तीन दिनों तक हो जाता है। यह शाखा धीरे धीरे उत्तर की ओर बढ़ती रहती है, जिससे मानसून द्रोणिका और सुदूर होती जाती है

मानसून अशुभ्युदय से सम्बन्धित भारतीय उप महाद्वीपीय के कुछ समकालीन लक्षण (Synoptic Features) निम्नांकित हैं

(1) सूर्य के उत्तरी गोलाद्र में स्थानान्तरण के कारण उच्च ताप का क्षेत्र विषुववत् रेखा से हट कर जून के प्रथम सप्ताह तक तिब्बत का पठार पर केन्द्रित हो जाता है। मुख्यत 15 से 30° उत्तरी अक्षांशों के बीच दाब और तापमान की वृद्धि दक्षिण से उत्तर की ओर पायी जाती है। फलत ताप हवा की दिशा पूर्वी हो जाती है और इससे 30° उत्तरी अक्षांश से नीचे 450 से 100 मिलीबार स्तरों के बीच पूर्वी प्रवाह स्थापित हो जाता है।

(2) उच्चतर वायुमण्डल में तिब्बत पठार के ऊपर एक-उष्ण प्रतिचक्रवात उदित हो जाता है, जिससे प्रचलित पश्चिमी प्रवाह की द्रोणिका जो इस क्षेत्र के ऊपर शीतकाल में विद्यमान रहती है, भंग हो जाती है तथा दो द्रोणिकाओं में विभक्त होकर मध्य स्थिति से पूव और पश्चिम में विस्थापित हो जाती है। पश्चिमी जेट प्रवाह जो शीतकाल में हिमालय के दक्षिण में केन्द्रित होता है, मानसून अशुभ्युदय के साथ ही उत्तर की ओर स्थानांतरित होकर लगभग 40° उ अक्षांश तक सिमट जाता है।

(3) मानसून के अच्छी तरह स्थापित हो जाने के बाद अरब सागर और खाड़ी की धारयें निम्नदाब द्रोणिका के अक्ष पर, जो पश्चिमोत्तर भारत से शीघ्र खाड़ी तक विकसित रहती है, सगम करती हैं। द्रोणिका अक्ष, अपनी मध्य स्थिति से ऊपर-नीचे उच्चवर्धित होती रहती है। इसकी गति से बर्मा का क्षेत्रीय आवटन भी प्रभावित होता है। जब अक्ष उत्तर की ओर स्थानांतरित होकर हिमालय शृंखलाओं के समीप पहुँच जाती है, तो उत्तर भारत के मैदानी में बर्षा रुक जाती है। हिमालय के पर्वतीय अक्ष इस अवस्था में पर्याप्त वर्षा प्राप्त करते हैं। यह स्थिति भग मानसून (Monsoon Break) कहलाती है। जब अक्ष उत्तरी

बंगाल की खाड़ी में डूबी होती है तो मानसून उत्तर भारत के मैदानी क्षेत्रों में प्रायः सक्रिय पाया जाता है। यही परिस्थिति मानसून अवदाब उत्पन्न होने के लिए भी अनुकूल रहती है। सक्रियता तथा मांशिक या सामान्य भंग की दशाएँ दक्षिणी-पश्चिमी मानसून में क्रमशः एक दूसरे का अनुसरण करते रहते हैं।

14 51 धरातलीय तापमान

जुलाई के धरातलीय तापमान का आवृत्त चित्र 14 14 में प्रस्तुत किया गया है। जुलाई तक पूरे देश में मानसून छा जाने के बाद उच्चतम तापमान में तेजी से गिरावट आती है। पंजाब तथा राजस्थान, जहाँ वर्षा कम होती है, अधिक तापमान प्रदर्शित करते हैं। पश्चिमी राजस्थान, पाकिस्तान तथा दक्षिणी ईरान के क्षेत्र 40°C के भीसत वायु ताप-रेखाओं के अंतर्गत पड़ते हैं। प्रायद्वीप का पश्चिमी तट तथा बर्मा तट भीसत वायु तापमान का भीत क्षेत्र बन जाते हैं।

14 52 वायु राशियाँ

उपलब्ध आँकड़ों के अनुसार अरब सागर के वायुमण्डल में मानसून काल में दो प्रकार की वायु राशियाँ पायी जाती हैं—

(1) निम्न तहों में नम वायु राशि, ये वास्तव में उत्तरी-पूर्वी व्यापारी हवाएँ हैं, जो भारतीय निम्नदाब के प्रवाह के वामावर्तित (back) होकर पश्चिम या दक्षिण-पश्चिम से बहने लगती हैं।

(2) उच्चतर वायु तहों में शुष्क महाद्वीपीय हवाएँ।

दोनों वायु राशियाँ व्युत्क्रमण तहों द्वारा एक दूसरे से अलग रहती हैं। (10° उ, 68° पू) के पश्चिम में नम वायु राशि की गहराई लगभग 1.5 किमी पायी जाती है किंतु पूर्व की ओर व्युत्क्रमण तह बहुत क्षीण और ऊपर उठता चला जाता है—फलस्वरूप नम वायु राशि की गहराई बढ़ती चली जाती है। यह गहराई पश्चिम घाट पर लगभग 6 किमी तक हो जाती है। इस स्थान पर उच्चतर वायुमण्डलीय व्युत्क्रमण नहीं पाया जाता है। घाट द्वारा वायु राशि की आरोहण प्रक्रिया ही इसके लिए मुख्यतः उत्तरदायी है। उत्तरी पूर्वी अरब सागर के तट पर जहाँ पवन शृंखलाएँ नहीं हैं नम वायु राशियों की गहराई में इतनी वृद्धि नहीं पायी जाती है।

बंगाल की खाड़ी में व्युत्क्रमण तह प्रायः अनुपस्थित रहता है और नम मानसून धाराएँ प्रायः 6 किमी गहराई तक बहती रहती हैं।

14 53 मानसून अवदाबों की उत्पत्ति

मानसून धाराओं के तीव्र होने पर तथा उनके पवतीय उत्पादन के कारण धरातलीय दाब गिरता है जिससे स्वयमेव कभी कभी अवदाब उत्पन्न हो जाते हैं। इस प्रकार के अवदाब पवतीय अनुकूलता के कारण बंगाल की खाड़ी में अरब सागर की अपेक्षा अधिक सग्या में बनते हैं। किंतु अधिकांश अवदाब बर्मा से पूर्व की ओर चलने वाली निम्नदाब

नरगों की प्रेरणा के कारण शीघ्र खाड़ी में उत्पन्न होते हैं। प्रायः निम्न क्षोभ-मण्डल में पहले एक उच्चतर वायु चक्रवाती प्रवाह जनित होता है, जो मानसून धाराओं के तीव्र होने पर सागर सतह पर अवदाब के रूप में स्थापित हो जाता है।

अरब सागर के अवदाब प्रायः उत्तर-पश्चिम या उत्तर की ओर गति करते हुए पश्चिमो या गुजरात तट को पार करते हैं। कुछ अवदाब उच्च अक्षांशों में आ जाने पर उत्तर-पूर्व की ओर मुड़कर कराची तट या कभी कभी अरब तट तक पहुँचते हैं। बंगाल की खाड़ी के मानसून अवदाब साधारणतः उत्तर-पश्चिम की ओर गति करते हैं। पूर्वी राजस्थान तथा पंजाब पर पहुँच कर इनकी गति बहुत धीमी हो जाती है। प्रायः एक या दो दिन स्थिर भी रहते हैं। तत्पश्चात् या तो कमजोर होकर मौसमी निम्नदाब में विलीन हो जाते हैं या उत्तर की ओर मुड़ कर हिमालय शृंखलाओं की ओर प्रसरण हो जाते हैं, जहाँ भारी वर्षा देने के बाद या तो क्षीण हो जाते हैं या उँचाई के कारण अधिधारित (occluded) होकर उच्चतर वायु प्रवाह में पद्युर्वा द्रोणिका के रूप में पूर्व की ओर गति करने लगते हैं।

मानसून काल में अरब सागर में उत्पन्न होने वाले अवदाबों की संख्या नगण्य ही रहती है। किन्तु शीघ्र खाड़ी में प्रतिमास 3 या 4 अवदाब औसत रूप से जनित होते हैं। सन् 1924-1952 तक अवदाबों और सूफाना के आकड़ों के सांख्यिकीय अध्ययन द्वारा अनन्त-कुण्डन तथा भाटिया (1958) ने निम्नांकित निष्कर्ष दिये

मानसून अवदाबों की संख्या (1924-52)

	जून	जुलाई	अगस्त	सितम्बर
अरब सागर	12	2	0	4
बंगाल की खाड़ी	33	77	66	65

मानसून अवदाबों की अनुपस्थिति में उत्तरी भारत पर मानसून की सक्रियता मानसून द्रोणिका के अक्ष की स्थिति पर निर्भर करती है। वर्षा का क्षेत्र इस अक्ष के दक्षिण में लगभग 200-300 किमी दूरी तक विस्तृत पाया जाता है। बर्मा से पूर्व की ओर चलन वाली निम्न क्षोभ मण्डलीय निम्नदाब तरंगें यदि अवदाब उत्पन्न करने में न भी सफल हों तो वे मानसून द्रोणिका की तीव्रता बढ़ा देती हैं, जिससे मानसून प्रवाह सक्रिय हो उठता है।

14.54 मानसून का अशुभुदय

मानसून का अशुभुदय सबसे पहले केरल-तट पर प्रायः जून के ठीक आरम्भ में होता है। किन्तु मानसून का अशुभुदय इससे पूर्व या इसके बाद भी हो सकता है। केरल तट पर मानसून के अशुभुदय के दिन का पूर्वानुमान अत्यधिक महत्त्वपूर्ण है। कई वर्षों में मानसून के अशुभुदय के विषय में धरातलीय मौसम चाट, उच्चतर वायु चाट तथा मौसम उपग्रहों से प्राप्त सूचनाओं के अध्ययन से यह पाया गया है कि केरल पर मानसून अशुभुदय के समय निम्नांकित लक्षण स्पष्ट दृष्टिगोचर होते हैं

(1) बंगाल की खाड़ी या अरब सागर में किसी विक्षोभ के उत्पन्न होने की स्थिति मानसून के केरल तट पर अशुभुदय के लिए अनुकूल होती है। साधारणतः यह विक्षोभ निम्न

वायु-दाब की द्रोणिका के रूप में दक्षिण-पूर्वी अरब सागर में पाया जाता है। विक्षोभ के प्रभाव में स्ववाल युक्त मौसम, विक्षुब्ध सागर तथा दक्षिण-पश्चिम से आती हुई सागरीय लहरें एक सवाह्निक धारार्ये मानसून के अभ्युदय के स्पष्ट संकेत हैं।

(2) श्रीलंका तथा घुर (extreme) दक्षिणी प्रायद्वीप पर निम्न क्षोभ मण्डल में वर्तमान दक्षिणी पश्चिमी वायु का सशक्त होना तथा इसकी गहराई में वृद्धि केरल तट पर मानसून के अभ्युदय के पूर्व पाये जाते हैं। इसके साथ साथ उच्च क्षोभ मण्डल में वर्तमान पूर्वी वायु सशक्त होने लगती है। 14 से 16 किलोमीटर की ऊँचाई पर इसकी गति 40 नाट तक पहुँच जाती है। मानसून के अभ्युदय के बाद यह गति बढ़कर 60 नाट तक हो जाती है।

(3) मानसून अभ्युदय के समय उत्तर भारत के उच्च वायुमण्डल में बहती जेट धारायें उत्तर की ओर स्थानांतरित होने लगती हैं और भारतीय अक्षांशों के बाहर चली जाती हैं।

(4) तिब्बत के पठार पर उच्चतर वायु मण्डल में प्रतिचक्रवात विकसित होने लगता है।

(5) दक्षिणी अरब सागर में मघाच्छन्नता एकाएक बढ़ जाती है तथा मघ राशियाँ उत्तर की ओर तेजी से प्रवाहित होती रहती हैं।

विभिन्न स्थानों पर मानसून के आगमन तथा अवनयन की औसत तिथियाँ चित्रा (14 18 तथा 14 19) में दी गई हैं।

14 55 सक्रिय मानसून (Active monsoon) तथा मानसून-भंग (Monsoon break) की स्थितियाँ

दक्षिण पश्चिमी मानसून धारार्ये जून के प्रारम्भ से सितम्बर के अंत तक लगभग पूरे देश में व्यापक वर्षा देती हैं, किंतु मानसून वर्षा का आवटन समय तथा स्थान के प्रति सममित (Symmetrical) नहीं है इसका कारण यह है कि मानसून धारार्ये अपने पूरे प्रभाव काल में समान रूप से सशक्त नहीं रहती। इनकी तीव्रता घटती-बढ़ती रहती है। मानसून धाराओं के इस अस्थिर प्रकृति के कारण ही किसी निश्चित समय पर देश का एक भाग बाढ़ तथा दूसरा भाग सूखे की स्थिति से प्रभावित रहता है। मानसून धारार्ये जब वेगवती होती हैं तो प्रायद्वीप के दक्षिण पूर्वी भाग तथा हिमालय के तराई क्षेत्रों को छोड़ कर पूरे देश में प्रचुर वर्षा होती है। इस स्थिति को सक्रिय मानसून की स्थिति कहते हैं। मानसून धारार्ये जब क्षीण होती हैं तो दक्षिणी प्रायद्वीप के दक्षिणपूर्वी भाग तथा तराई क्षेत्रों में वर्षा की मात्रा बढ़ जाती है तथा देश के मैदानी क्षेत्रों में वर्षा रुक जाती है। इस स्थिति को मानसून भंग की स्थिति कहते हैं। मानसून भंग की अवधि अनिश्चित है, यह 3 से लेकर 21 दिन तक भी हो सकती है। यह देखा गया है कि अगस्त सितम्बर में मानसून भंग की अवधि जुलाई की अपेक्षा लम्बी होती है तथा कभी कभी तो इसके माघ ही मानसून की समाप्ति भी हो जाती है। जुलाई में साधारणतः मानसून भंग की अवधि 2 से 5 दिन की होती है। सक्रिय मानसून तथा मानसून तथा मानसून भंग, ये दोनों स्थितियाँ धरातल तथा उच्चतर वायु मानचित्रों पर कुछ विशेष समकालीन स्थितियाँ द्वारा सम्बन्धित पायी जाती हैं, जो निम्नांकित हैं।

(1) घरातल मौसम घाट के संकेत

(घ) मानसून-द्रोणिका जो मानसून काल में गंगा के मैदानी क्षेत्रों समेत पंजाब से लेकर बंगाल की उत्तरी खाड़ी तक स्थापित होती है, की स्थिति में चतनशीलता घरातल घाट पर देखी जा सकती है। इस द्रोणिका का अग्र भ्रमणी सामान्य स्थिति से उत्तर या दक्षिण की तरफ स्थानान्तरित होती है। मानसून भग की स्थिति में यह अक्ष उत्तर की ओर सिमट कर हिमालय शृंखलाओं के दक्षिणी सिरे के साथ लग जाती है। सक्रिय मानसून की स्थिति में यह अक्ष दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होता है। जब बंगाल की उत्तरी खाड़ी में मानसून अग्रदाव पैदा होते हैं तो इस अक्ष का दक्षिण-पूर्वी सिरा शीघ्र खाड़ी में अग्रस्थित रहता है। मानसून अग्रदाव मानसून की सक्रियता बढ़ा देते हैं। मानसून-भग की अग्रधि में तराई क्षेत्रों में अधिक वर्षा होने से उत्तरी भारत की नदियों में जिनका उद्गम हिमालय की शृंखलामें है, बाढ़ आ सकती है।

(ब) मानसून भग की स्थिति में दाव प्रवणता गुजरात, राजस्थान तथा निकटवर्ती क्षेत्रों को छोड़कर शेष भारत में बहुत कम हो जाती है। इसके विपरीत सक्रिय मानसून की स्थिति में दाव प्रवणता अधिक होती है। उदाहरण के लिए मानसून भग की स्थिति में दहानू तथा त्रिवेन्द्रम के बीच माध्य दावांतर 3 मिलीबार पाया गया है, जबकि सामान्य स्थिति में इन स्थानों के बीच दावान्तर लगभग 7 मिलीबार होता है।

(स) मानसून भग की स्थिति में स्थल क्षेत्रों पर दाव विचलन सामान्यतः अत्यल्प तथा सागरीय क्षेत्रों पर ऋणायत्मक पाया जाता है। सक्रिय मानसून की स्थिति ठीक इसके विपरीत होती है।

(द) मानसून भग की स्थिति में पश्चिमी तट के दोनों ओर समदाव रेखाएँ दक्षिण की ओर झुकती हैं तथा उच्च दाव का कटक बनाती हैं। सक्रिय मानसून की स्थिति में समदाव रेखाएँ पश्चिमी तट पर प्रायः सम्बन्धित होती हैं।

(2) उच्चतर वायु घाट के संकेत

(अ) निम्न क्षात्र मण्डल के स्तरों पर (700 मिलीबार तक) भारतीय प्रायद्वीप में पश्चिमी वायु (20 - 30 नॉट) काफी ऊँचाई तक पायी जाती है। मानसून-भग की स्थिति में प्रायद्वीप में अपेक्षाकृत कमजोर पश्चिमी वायु बहती है तथा कम ऊँचाई तक ही सीमित रहती है। इस स्थिति में गंगा के मैदानी क्षेत्रों पर मानसून द्रोणिका का अक्ष भी निम्न क्षात्रमण्डल की तहों में प्रायः नहीं पाया जाता है या क्षीण रहता है।

(ब) सक्रिय मानसून की स्थिति में घरातल तथा निचले स्तरों पर उत्तर-प्रदेश, बिहार तथा अमम क्षेत्र में पूर्वी वायु पायी जाती है, किन्तु मानसून भग की स्थिति में इन क्षेत्रों से पूर्वी वायु लुप्त हो जाती है तथा हिमालय के दक्षिण सिरे तक पश्चिमी वायु बहने लगती है।

(स) सक्रिय मानसून की स्थिति में उच्चतर क्षात्र मण्डल में पाकिस्तान तथा समीपवर्ती उत्तर पश्चिमी भारत पर उपाप्ला कटिबन्धी कटक पाया जाता है। इस कटक का अक्ष

30° उ अक्षांश के लगभग गुजरता है। मानसून-मग की स्थिति में इस कटक का दक्षिण की ओर स्थानान्तरण हो जाता है तथा इसका अक्ष लगभग 26-27° उ अक्षांश से होकर गुजरता है। तिब्बत पठार का प्रतिचक्रवात क्षेत्र मग तथा क्षीण मानसून स्थिति में प्रायः दक्षिणी अक्षांश में स्थानांतरित हो जाता है।

14 56 भारतीय मानसून और जेट धाराएँ

दक्षिणी-पश्चिमी मानसून काल के अतिरिक्त वर्ष भर उपोष्ण षट्पदधी पश्चिमी जेट धारा 20° उ अक्षांश से उत्तरी भारत पर 9 से 12 किमी की ऊँचाई पर रहती है। जैसे जैसे उत्तर की ओर बढ़ते हैं, तीव्रतम धाराओं की ऊँचाई घटती जाती है तथा जेट की गहराई बढ़ती जाती है। 60 नाट की वायु गति, 20° उ अक्षांश पर 12 किमी के आस-पास पाई जाती है, जबकि 23° उ अक्षांश से जेट धारा 9 से 14 किमी के बीच प्रवाहित होती है। परवरी में तीव्रता अधिकतम पाई जाती है, तत्पश्चात् घटती लगती है। अप्रैल में अधिकतम वायुगति 60 नाट तक गिर जाती है तथा मई में जेट धारा 30° उ अक्षांश से उत्तर की ओर स्थानान्तरित हो जाती है, साथ ही इसकी गति और घटकर 50 नाट रह जाती है।

केरल तट पर मानसून के अभ्युदय के साथ ही पश्चिमी जेट धाराओं का भारतीय क्षेत्र से लोप हो जाता है। इस घटना को भारत पर मानसून के आगमन का एक महत्वपूर्ण संकेत माना जाता है। मानसून काल के बाद अक्टूबर में 30° उ अक्षांश के आस-पास 12 किमी पर 50 से 60 नाट की गति के साथ जेट धाराएँ पुनः स्थापित होती हैं, जो गर्म-गर्म तीव्रतर होती जाती हैं। जब कभी मानसून में लम्बा अवरोध या क्षीण अवस्था उत्पन्न हो जाती है, तो पश्चिमी जेट धाराएँ पुनः भारतीय अक्षांशों में वापस आ जाया करती हैं।

मानसून काल में 25° उ अक्षांश के दक्षिण में 14 से 16 किमी के बीच पूर्वी जेट धाराएँ बहती हैं। ये धाराएँ अफ्रीका के पूर्वी तट तक ही पाई जाती हैं। औसत रूप से पूर्वी जेट धाराओं का अक्ष 16 किमी पर 13° उ के समानान्तर माना जा सकता है, जहाँ वायुगति 80 नाट की आकलित की गई है। सक्रिय तथा क्षीण मानसून की अवस्थाओं में यह अक्ष औसत स्थिति से उत्तर या दक्षिण की ओर स्थानान्तरित हो जाती है।

शीघ्र मानसून में उच्चतम वायुमण्डल के प्रत्येक तह में ताप उच्चतम प्रायः 30° उ अक्षांश के आस-पास स्थित होता है। और तापमान दक्षिण की ओर क्रमशः घटता जाता है। यह ताप प्रवणता उत्तरी भारत में 100 मिलीबार तक स्पष्ट रूप से देखी जा सकती है। फलतः ताप हवाओं की दिशा पूर्वी होती है, जिससे पश्चिमी प्रवाह ऊँचाई के साथ क्षीण होता जाता है और पूर्वी प्रवाह तीव्रतर। इसी ताप प्रवणता के कारण निम्न शोष मण्डल में प्रायद्वीप पर बहती पश्चिमी प्रवाह उत्क्रमित होकर पूर्वी जेट धारा के रूप में विकसित हो जाती है।

उच्चतर वायुमण्डल में 27° उ अक्षांश तक 10 से 20 नाट का पूर्वी प्रवाह तथा 32° उ अक्षांश के उत्तर में इसी क्रम का पश्चिमी प्रवाह प्रमुख होता है। इन गीमांतों के बीच सफ़र क्षेत्र होता है।

जून के पूर्वी जेट प्रायद्वीप के दक्षिणी भाग में ही सीमित रहता है। तत्पश्चात् तीव्रतम प्रवाह रेखा उत्तर की ओर स्थानांतरित होन लगती है तथा इसकी ऊँचाई भी कुछ बढ़ने लगती है।

14 57 आद्रता—इस काल में आद्रता का चलन बहुत कम होता है और उत्तरी-पश्चिमी भारत के अतिरिक्त हर स्थान पर सापेक्ष आद्रता 80-90% के बीच पाई जाती है। भारी वर्षा होने पर 95% से भी अधिक आद्रता सामान्य है।

तड़ित भूभा—भारत में तड़ित भूभा की अधिकतम घटनाएँ पूव मानसून और उत्तर मानसून काल में उत्पन्न होती हैं। सर्वाधिक भूभाएँ थ्रीलका, मानाबार तथा तनासरीम पर होती हैं। तटीय बंगाल बंगलादेश, मद्रास तथा कर्नाटक में भी उनकी संख्या काफी होती है। सर्वाधिक प्रखर तड़ित भूभाएँ बंगाल तथा आसाम में काल बैमाखी में सम्बन्धित होती हैं। चित्रो (14 22, 14 23) में जून तथा सितम्बर में तड़ित भूभा का आवटन प्रदर्शित किया गया है।

मेघाच्छन्नता—मानसून काल में तटीय तथा पर्वत क्षेत्रों में मेघ सबसे अधिक गहन पाये जाते हैं। मानसून अक्ष के पास-पास भी गहनता पर्याप्त रहती है। सबसे कम मेघाच्छन्नता सिंध, बलूचिस्तान तथा फारस पर पाई जाती है।

14 60 उत्तर मानसून काल

सितम्बर के उत्तरार्ध में मानसून उत्तर से हटना आरम्भ कर देता है और वहीं शीतल तथा शुष्क वायुराशि स्थापित होती है। बंगाल की खाड़ी की शाखा उत्तरी भारत के मैदानों से तथा अरब सागर की शाखा राजस्थान, गुजरात तथा दक्षिणी प्रायद्वीप से होती हुई उसी माग पर वापस हट जाती है, जिसमें उसका अम्युदय होता है। अक्टूबर के आरम्भ में ही पश्चिमोत्तर भारत का निम्नदाब क्षेत्र समाप्त हो जाता है। इस क्षेत्र का दाब तेजी से बढ़ता है, उत्तरी-पूर्वी भारत तथा दक्षिणी प्रायद्वीप का दाब भी बढ़ता है, किंतु वृद्धि दर अपथाकृत कम होती है। बंगाल की खाड़ी के मध्य एवं दक्षिणी भागों में दाब कुछ कम हो जाता है। अतः पूरे देश पर लगभग समदाब की स्थिति छा जाती है, जिससे दाब प्रवणता अत्यंत क्षीण हो जाती है। इसी समय मध्य बंगाल में एक क्षीण निम्नदाब विकसित हो जाता है। कुल मिलाकर इस ऋतु में भारतीय उपमहाद्वीप के ऊपर दाब प्रणाली बहुत प्रसारित (diffused) अवस्था में रहती है तथा हवाएँ अश्वस्थित रूप से बहती हैं। अक्टूबर-नवम्बर काल दक्षिणी पश्चिमी मानसून से उत्तरी पूर्वी मानसून स्थापित होने के बीच का संक्रमण काल है, जिसमें दाब और वायु प्रवाह की परिस्थितियाँ शून्य शून्य परिवर्तित होती जाती हैं। क्षीण वायु प्रवाह उत्तरी भारत में प्रायः उत्तरी-पश्चिमी, चरम दक्षिणी प्रायद्वीप में पश्चिमी तथा प्रायद्वीप के उत्तरी भागों में पूर्वी या उत्तरी पूर्वी पाई जाती है। नवम्बर में मध्य एशिया पर उपोष्ण कटिबंधी उच्चदाब विकसित होना आरम्भ कर देता है, जो उत्तरी पश्चिमी भारत को अपने प्रभाव क्षेत्र में ले लेता है। पतनस्वरूप दाब प्रवणता तथा वायु प्रवाह उत्क्रमित होन लगती है। यह उत्क्रमण दिसम्बर के आरम्भ तक पूरा हो जाता है।

14 61 घरातलीय तापमान

मानसून के उत्तरी भारत से हटने के साथ साथ, यहाँ मौसम शुष्क तथा साफ होने लगता है तथा तापमान तेजी से गिरने लगता है। निम्नतम तापमान में यह गिरावट अधिकतम तापमान की अपेक्षा अधिक मुख्ण होती है। उत्तर-पश्चिमी भारत में अक्टूबर में औसत अधिकतम तापमान 38°C में भी नीचे आ जाता है तथा नवम्बर में और गिरावट आ जाती है। नवम्बर में पश्चिमोत्तर भारत का औसत तापमान 28°C से कम होता है। देश के धुर (extreme) उत्तरी प्रदेशों में तापमान हिमांक से भी नीचे आ जाता है।

अक्टूबर माह के प्रारम्भ से तापमान का दैनिक परिवार में भी वृद्धि होने लगती है। तापमान का दैनिक परिवार पश्चिमी भारत में अधिकतम होता है, जहाँ इसका मान 16 से 17° सेन्टीग्रेड तक होता है। दक्षिणी की ओर दैनिक परिवार कम होता जाता है तथा धुर दक्षिणी भाग में इसका मान 6 से 7°C सेन्टीग्रेड तक रह जाता है।

14 62 घरातलीय हवायें

घरातलीय वायु के प्रसारित (diffused) होते ही मानसून हवायें भारत पर बहुत क्षीण हो जाती हैं। उत्तरी भारत पर प्रायः उत्तरी पश्चिमी हवायें बहती हैं तथा दक्षिण में इनकी प्रवृत्ति परिवर्तनशील पायी जाती है। मध्य बंगाल की खाड़ी में उत्तरी पूर्वी से पूर्वी तथा धुर दक्षिण में पश्चिमी हवायें साधारणतः विद्यमान रहती हैं।

14 63 भ्राद्रता तथा मेघाच्छन्नता

उत्तरी भारत की सापेक्ष भ्राद्रता निरन्तर घटती जाती है और नवम्बर के अन्त तक लगभग 50% हो जाती है। सबसे अधिक औसत सापेक्ष भ्राद्रता दक्षिणी प्रायद्वीप में 60-70% पायी जाती है। मेघाच्छन्नता में भी तीव्र हास देखा जाता है तथा अक्टूबर के प्रथमाद्ध के बाद उत्तरी पश्चिमी तथा मध्य भारत पर औसतमान प्रायः साफ रहता है। उत्तरी पूर्वी भारत में आंशिक रूप में मेघाच्छन्नता पायी जाती है। नवम्बर में आसाम को छोड़कर शेष उत्तर-पूर्व में औसतमान स्वच्छ रहता है। आसाम में कुछ दिन मघयुक्त आकाश दृष्टिगोचर होता है।

स्वच्छाकाश की घटना दक्षिण की ओर बढ़ती जाती है तथा नवम्बर के अन्त तक प्रायद्वीप के पूर्वी तटों को छोड़कर शेष भाग में रहित रहता है।

अक्टूबर में कपासी वर्षा की घटनाएँ सबसे अधिक केरल में होती हैं, जहाँ औसत रूप से 12 तडित ऋभाएँ उत्पन्न होती हैं। उत्तर में ये घटनाएँ घटती जाती हैं तथा बम्बई तक इनकी संख्या 2 रह जाती है, नवम्बर में भी तडित ऋभा इसी प्रकार केरल (औसत संख्या 12) से उत्तर की ओर घटती जाती है, जो 15° उ अक्षांश से ऊपर 2 से कम रह जाती है।

14 64 चक्रवात—अक्टूबर और नवम्बर भारतीय सागरी में चक्रवात का मौसम कहलाता है, क्योंकि खाड़ी और अरब सागर दोनों में ही प्रखर तीव्रता के चक्रवात प्रायः

10-14° उ अक्षांशों के बीच इसी काल में उत्पन्न होते हैं। इनकी सहायता इस काल में मौसम रूप से 1 से 3 तक पायी जाती है। विस्तृत विवरण अध्याय 8 में दिया जा चुका है।

1470 उच्चतर वायु प्रवाह तथा तापमान

(क) शीतकाल में उपोष्ण कटिबंधी उच्चदाब की एक कटक निम्न वायु मण्डलीय सतहों में प्रथम सागर से दक्षिणी पूर्वी एशिया तक दौड़ती है। यह कटक ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होती जाती है। कुछ सौ मीटर ऊँचाई तक इस कटक के उत्तर में पश्चिमी या उत्तरी पश्चिमी हवाएँ चलती हैं तथा दक्षिण में उत्तरी-पूर्वी से दक्षिणी पूर्वी के बीच। लगभग 1500 मीटर के बाद प्रवाह उत्तरी भारत पर पूणत पश्चिमी पाया जाता है, जहाँ वायुगति ऊँचाई के साथ निरंतर बढ़ती जाती है। 25 से 30° उ अक्षांशों के बीच 6 किमी पर 40 नाट, 9 किमी पर 75 नाट तथा 12 किमी पर 85 नाट का पश्चिमी प्रवाह देखा जाता है। इसके बाद हवाएँ प्रायः मद हाती जाती हैं।

15 से 9 किमी ऊँचाई के मध्य हर स्तर पर तापमान 15° उ अक्षांश से उत्तर की ओर घटता चला जाता है। 12-13 किमी पर सारे भारत पर तापमान—50°C ($\pm 3^\circ\text{C}$) के लगभग पाया जाता है, इसके बाद तापमान प्रायः स्थिर रहता है या ऊँचाई के साथ बढ़ने लगता है। 15° उ अक्षांश के दक्षिण में प्रायद्वीप पर लगभग 9 किमी पर उच्च तापमान का क्षेत्र स्थिर रहता है।

23° उ अक्षांश के उत्तर में उपोष्ण कटिबंधी तथा शीतोष्ण कटिबंधी दोनों क्षात्र सीमाएँ जनवरी में यतमान पायी जाती हैं। इनकी मध्य स्थितियाँ क्रमशः 100 तथा 210 मिलीबार स्तर पर प्राकलित की गई हैं। 30° उ अक्षांश पर उपोष्ण कटिबंधी क्षात्र सीमा का तापमान -68°C पाया जाता है, जो 15° उ अक्षांशों के नीचे घट कर -75° तक चला जाता है।

शीतकाल में मध्य और उत्तरी भारत के निम्न क्षात्र मण्डल में तापमान का भावटन एक और महत्वपूर्ण विशेषता रखता है—रात्रि में धरातलीय व्युत्क्रमण। 15 से 3 किमी के मध्य ह्रास दर मध्य भारत में निम्नतम (4°C/किमी) होता है, पश्चिमी बंगाल की खाड़ी में भी ह्रास दर लगभग इसी क्रम का पाया जाता है, जो उत्तरी पूर्वी व्यापारी हवाओं में व्यापारी वायु व्युत्क्रमण (trade wind inversion) उत्पन्न करता है।

3 से 9 किमी तक पूरे भारत पर 6°C/किमी का सम ह्रास दर पाया जाता है। दक्षिणी प्रायद्वीप में 9 किमी से ऊपर ह्रास दर 7°C/किमी होता है, जो 12 किमी के बाद ऊँचाई के साथ घटने लगता है। इससे उत्तरी अक्षांशों में 9 किमी से ही ह्रास दर घटना आरम्भ हो जाता है।

(ख) अप्रैल में उपोष्ण कटिबंधी कटक 3 किमी तक 18° उ अक्षांश के पास यतमान रहता है जो ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर खिसकते हुए 12 किमी पर 8° उ अक्षांश पर आ जाता है। इसके प्रभाव में बहती पश्चिमी हवाएँ उत्तर भारत में ऊँचाई के साथ बढ़ती हैं, जो 9 किमी पर अधिकतम 40 नाट तक पहुँचती हैं।

ॐ नमो भगवते वासुदेवाय ॥
श्रीकृष्णार्जुनसंवादे ॥
अर्जुन उवाच ॥ १ ॥

धर्मक्षेत्रे कुरुक्षेत्रे
संग्रामस्थले मया
सकृत्कुरुतेऽर्जुन
संजय ॥ १ ॥

अर्जुन उवाच ॥
संजय ॥ २ ॥

संजय उवाच ॥
अर्जुन ॥ ३ ॥

अर्जुन उवाच ॥
संजय ॥ ४ ॥

मानसून ऋतु ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होता हुआ पाया जाता है, जो 3 किमी पर 23° उ अक्षांश पर स्थित रहता है। इसके ऊपर ट्रोपिका बहुत दीर्घ हो जाती है।

पाकिस्तान के ऊपर स्थित ताप निम्नदाब 3 किमी के ऊपर उच्चदाब में स्थांतरित होने लगता है। इसके प्रभाव में हल्की पूर्वी हवाएँ बहती हैं। 9 किमी ऊँचाई पर सत्र पूर्वी प्रवाह व्याप्त रहता है। 12 से 16 किमी के बीच उत्तरी-पूर्वी भारत पर एक और कटक विकसित हो जाता है, जिससे पूर्वी हवाएँ तीव्रतर होती जाती हैं। यही हवाएँ 14-16 किमी पर प्रायद्वीपीय भारत पर पूर्वी जेट धाराओं का निर्माण करती हैं।

जून में 15 किमी का ताप उच्चतम पाकिस्तान तथा सत्र पश्चिमोत्तर भारत पर स्थित पाया जाता है, जहाँ से पूव ओर दक्षिण की ओर तापमान घटता जाता है। 6 किमी के आस पास 25 से 30° उत्तरी अक्षांश के बीच एक कमजोर उच्चताप कटक विकसित हो जाता है जो 16 किमी की ऊँचाई तक विद्यमान रहता है। इस मास में केवल उष्ण कटिबंधी क्षोभ सीमा उपस्थित होनी है, जिसकी ऊँचाई 15° उ अक्षांश पर 110 मिलीबार तथा 25° उ अक्षांश पर 100 मिलीबार पायी जाती है।

जुलाई में उच्चताप क्षेत्र (28°C) ईरान तथा अरब के केन्द्रीय भागों पर स्थापित हो जाता है। 15 किमी पर उत्तरी पश्चिमी भारत इसके कटक के प्रभाव में रहता है। 20° उ के दक्षिण में तापमान प्रवणता बहुत कम पायी जाती है। $25-30^{\circ}$ उत्तरी अक्षांश के मध्य क्षोभ सीमा की ऊँचाई सर्वाधिक (95 मिलीबार) होती है। यहाँ तापमान -75°C रहता है। इस क्षेत्र के दोनों ओर क्षोभ सीमा की ऊँचाई घटती जाती है।

भाप भरी मानसून धाराओं के प्रवाह के कारण अधिकांश भाग में $5^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ के लगभग ह्रास दर निचली तह में पाया जाता है। ऊँचाई के साथ ह्रास दर बढ़ता जाता है, जो 9-12 किमी की तह में अधिकतम ($7-8^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) हो जाता है।

(घ) अक्टूबर तक मानसून प्रायः समाप्त हो जाता है। इस मास में 10° उ अक्षांश के नीचे भी निम्न तह में पश्चिमी प्रवाह प्रचलित रहता है। लगभग 6 किमी ऊँचाई पर 17° उ अक्षांश के समान्तर एक कटक स्थित रहता है, जिसके उत्तर में पश्चिमी प्रवाह होता है। यहाँ वायुगति ऊँचाई के साथ लगातार बढ़ती जाती है, और पश्चिमोत्तर भारत में 12-14 किमी पर 50 से 60 नाट तक का उच्चतम प्रदर्शित करती है। पूर्वोत्तर भारत में गति कम पायी जाती है। कटक के दक्षिण में पूर्वी प्रवाह होता है। यह प्रवाह भी 9 किमी के ऊपर तीव्रतर होता जाता है और 14 किमी पर अधिकतम वायुगति प्राप्त कर लेता है।

इस मास में 15 किमी पर 22°C का उच्चताप क्षेत्र गुजरात तथा पाकिस्तान तट पर स्थित होता है, जो 6 किमी तक की ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर खिसकता जाता है। 9 किमी पर -30°C का उष्ण क्षेत्र पूरे प्रायद्वीप तथा सलग्न मध्य भारत को

मई में पूरे देश में ऊँच प्रवाह निम्न तहों में पश्चिमी हो पाया जाता है। उत्तरी भारत में 14 किमी तक निरन्तर बढ़ता हुआ पश्चिमी प्रवाह मिलता है, जिसकी अधिकतम गति 50 'नाट' की 14 किमी पर पायी जाती है, सतपश्चात् प्रवाह घटने लगता है। प्रायद्वीप पर उच्चतर वायुमण्डल में हल्की पूर्वी हवायें स्थापित होने लगती हैं।

अप्रैल में 15 किमी पर उच्च ताप क्षेत्र (26°C) 22° उ, 68° पू के आस-पास केंद्रित रहता है, जहाँ से चारों ओर तापमान घटता जाता है। यह घटाव 30° उ तक 4°C तथा 8° उ तक 7°C का औसत रहता है। 30° उ के उत्तर में प्रवणता और तीव्र हो जाती है। ऊँचाई के साथ उच्च ताप क्षेत्र दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होता रहता है। 6 किमी पर तापमान 12° उ के उत्तर में घटता जाता है जबकि दक्षिण में लगभग सम होता है। 12 किमी पर पूरे देश में -50°C का तापमान 2°C के परिन्तर में सम पाया जाता है।

25° उ के उत्तर में दुहरी धोम सीमा वर्तमान रहती है, 15 किमी पर उष्ण कटिबंधी तथा 12 किमी पर शीतोष्ण कटिबंधी। इन स्तरों पर तापमान क्रमशः 76 तथा -68°C पाया जाता है।

ह्रास दर निम्न धोम मण्डल में सबसे अधिक पश्चिमी भारत में पाया जाता है, लगभग 9°C/किमी। दक्षिण और पूव दोनों ओर घटते हुए पोट ब्लेयर तथा त्रिवेन्द्रम में निम्नतम (5.5°C/किमी) हो जाता है। 12 किमी ऊँचाई पर ह्रास दर पूरे भारत में घटकर 2-4°C/किमी रह जाता है।

मई में 15 किमी का उच्चताप क्षेत्र थोड़ा उत्तर में स्थानान्तरित होकर 23° उ, 78° पू पर केंद्रित हो जाता है—जहाँ से पूव और दक्षिण में तापमान में तेजी से गिरावट आती है। जैसे-जैसे ऊपर जाते हैं, ताप प्रवणता घटती जाती है। 12 से 16 किमी के मध्य तापमान प्रायद्वीप पर प्रायः स्थिर रहता है, जबकि उत्तर की ओर थोड़ा बढ़ता हुआ पाया जाता है।

(ग) जून के अन्त तक जब मानसून द्रोणिका निम्न तहों में उत्तर भारत पर पूरुत स्थापित हो जाती है, तो इसकी अक्ष एक सीमा रेखा बनाती है, जिसके दक्षिण में पश्चिमी तथा उत्तर में पूर्वी प्रवाह विद्यमान रहता है। भारत की उत्तरी सीमाओं पर उच्चतर वायुमण्डल में प्रतिचक्रवाती प्रवाह प्रमुख रहता है जिससे 22° उ अक्षांश से दक्षिण में पूर्वी प्रवाह पाया जाता है और अधिक ऊँचाइयों पर कटक रखा 28° उ अक्षांश पर विद्यमान होती है—इसके दक्षिण में निरन्तर तीव्र होती हुई पूर्वी हवायें बहती हैं। प्रायद्वीप में 16 किमी पर इसकी गति 50 नाट के लगभग हो जाती है।

जुलाई में मानसून द्रोणिका की अक्ष सामान्यतः दिल्ली और कलकत्ता को मिलाती हुई स्थित रहती है। इसके दक्षिण में पश्चिमी तथा उत्तर में दक्षिणी पूर्वी या-पूर्वी प्रवाह पाया जाता है। पश्चिमी प्रवाह प्रायद्वीप पर लगभग 2 किमी की ऊँचाई तक तीव्रतर होता जाता है तथा 20-25 नाट की अधिकतम गति प्राप्त कर लेता है।

मानसून अक्षांश के साथ दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होता हुआ पाया जाता है, जो 3 किमी पर 23° उ अक्षांश पर स्थित रहता है। इसके ऊपर द्रोणिवा बहुत क्षीण हो जाती है।

पाकिस्तान के ऊपर स्थित ताप निम्नदाब 3 किमी के ऊपर उच्चदाब में रूपांतरित होने लगता है। इसके प्रभाव में हल्की पूर्वी हवायें बहती हैं। 9 किमी ऊँचाई पर सबसे पूर्वी प्रवाह व्याप्त रहता है। 12 से 16 किमी के बीच उत्तरी-पूर्वी भारत पर एक और कटक विकसित हो जाता है, जिसे पूर्वी हवायें तीव्रतर हाती जाती हैं। यही हवायें 14-16 किमी पर प्रायद्वीपीय भारत पर पूर्वी जेट धाराओं का निर्माण करती हैं।

जून में 15 किमी का ताप उच्चतम पाकिस्तान तथा सलग पश्चिमोत्तर भारत पर स्थित पाया जाता है, जहाँ से पूव और दक्षिण की ओर तापमान घटता जाता है। 6 किमी के आस पास 25 से 30° उत्तरी अक्षांशों के बीच एक कमजोर उच्चताप कटक विकसित हो जाता है जो 16 किमी की ऊँचाई तक विद्यमान रहता है। इस मास में केवल उष्ण कटिबंधी क्षोभ सीमा उपस्थित होती है, जिसकी ऊँचाई 15° उ अक्षांश पर 110 मिलीबार तथा 25° उ अक्षांश पर 100 मिलीबार पायी जाती है।

जुलाई में उच्चताप क्षेत्र (28°C) ईरान तथा अरब के केंद्रीय भाग पर स्थापित हो जाता है। 15 किमी पर उत्तरी पश्चिमी भारत इसके कटक के प्रभाव में रहता है। 20° उ के दक्षिण में तापमान प्रवणता बहुत कम पायी जाती है। $25-30^{\circ}$ उत्तरी अक्षांश के मध्य क्षोभ सीमा की ऊँचाई सर्वाधिक (95 मिलीबार) होती है। यहाँ तापमान -75°C रहता है। इस क्षेत्र के दोनों ओर क्षोभ सीमा की ऊँचाई घटती जाती है।

भाप भरी मानसून धाराओं के प्रवाह के कारण अधिकांश भाग में $5^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ के लगभग ह्रास दर निचली तहों में पाया जाता है। ऊँचाई के साथ ह्रास दर बढ़ता जाता है, जो 9-12 किमी की तह में अधिकतम ($7-8^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) हो जाता है।

(घ) अक्टूबर तक मानसून प्रायः समाप्त हो जाता है। इस मास में 10° उ अक्षांश के नीचे भी निम्न तहों में पश्चिमी प्रवाह प्रचलित रहता है। लगभग 6 किमी ऊँचाई पर 17° उ अक्षांश के समान्तर एक कटक स्थित रहता है, जिसके उत्तर में पश्चिमी प्रवाह होता है। यहाँ वायुगति ऊँचाई के साथ लगातार बढ़ती जाती है, और पश्चिमोत्तर भारत में 12-14 किमी पर 50 से 60 नाट तक का उच्चतम प्रदर्शित करती है। पूर्वोत्तर भारत में गति कम पायी जाती है। कटक के दक्षिण में पूर्वी प्रवाह होता है। यह प्रवाह भी 9 किमी के ऊपर तीव्रतर होता जाता है और 14 किमी पर अधिकतम वायुगति प्राप्त कर लेता है।

इस मास में 15 किमी पर 22°C का उच्चताप क्षेत्र गुजरात तथा पाकिस्तान तट पर स्थित होता है, जो 6 किमी तक की ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर विसरता जाता है। 9 किमी पर -30°C का उष्ण क्षेत्र पूरे प्रायद्वीप तथा सलग मध्य भारत को

घेर लेता है। 12 किमी पर पूरे एशिया पर तापमान लगभग समान हो जाता है। तापमान प्रवणता हर स्तर पर बहुत क्षीण पायी जाती है। ध्रुवीय क्षीण सीमा 30° उ अक्षांश पर अवतरित हो जाती है। उष्ण कटिब धी क्षीण सीमा लगभग 110 मिलीबार स्तर पर तापमान -75°C पायी जाती है। 3 किमी ऊँचाई तक ह्रास दर पश्चिमात्तर भारत में अधिकतम ($7^\circ\text{C}/\text{किमी}$) रहता है जो पूव और दक्षिण की ओर घटता जाता है। आसाम में यह $6^\circ\text{C}/\text{किमी}$ तथा त्रिबेन्द्रम में $5^\circ\text{C}/\text{किमी}$ के लगभग पाया जाता है।

(च) तापमान का वार्षिक परिसर पूरे भारत में हर स्तर पर उत्तर से दक्षिण की ओर लगभग बढ़ता जाता है। किन्तु 12 किमी के ऊपर तापमान परिसर लगभग सम हो जाता है।

(छ) विभिन्न ऊँचाइयों पर औसत मासिक ह्रास दर का मान सारणी (14 2) से दिया गया है।

1480 वर्षा का आवटन

चित्र (14 20) औसत वार्षिक वर्षा का आवटन प्रस्तुत करता है। भारत मानसून प्रान्त देश है। जम्मू और काश्मीर, चरम दक्षिणी तट तथा पूर्वी घाट के क्षेत्रों को छोड़ कर पूरे देश में कुल वर्षा का 80-90% भाग केवल दक्षिणी पश्चिमी मानसून के चार महीनों में प्राप्त हो जाता है।

वर्षा के आवटन को भारत में सर्वाधिक प्रभावित करने वालों तत्त्व प्रवत शृंखलाएँ है क्योंकि मानसून धारायें पश्चिमी घाट तथा उत्तरी पूर्वी भारत के पहाड़ियों को प्रायः लम्बवत् रूप से काटती हैं। खासी जयंतिया के दक्षिणी ढाल पर 1000 सेमी से अधिक वार्षिक वर्षा प्राप्त होती है, जबकि ब्रह्मपुत्र के उत्तरी भाग पर मानसून धाराओं के अनुवर्ती भाग में पडने के कारण बहुत कम (लगभग 200 सेमी) वार्षिक वर्षा मिल पाती है। सतार का सर्वाधिक वर्षा का स्थान चेरा पूंजी इही पहाड़ी मोडा में समुद्रतल से 1313 मीटर की ऊँचाई पर स्थित है। मानसून धाराओं का पवतीय आरोहण ही इस स्थान के लगभग 1142 सेमी औसत वार्षिक वर्षा का कारण है। पश्चिमी घाट के पवनाभिमुखी भाग लगभग 600 सेमी वार्षिक वर्षा प्राप्त करते हैं जबकि लगभग 70-75 किमी अनुवर्ती भाग में वार्षिक घट कर 50-60 सेमी रह जाती है।

मानसून भारत की भूमि पर दो धाराओं में पहुँचता है, अरब सागर की शाखा तथा बंगाल खाड़ी की शाखा। अरब सागर की शाखा जून के प्रथम सप्ताह में पश्चिमी तट पर प्रायः दक्षिण पश्चिम दिशा से पहुँचती है और पश्चिमी घाट पर आरोहण के कारण आसपास के क्षेत्रों में भारी वर्षा उत्पन्न करती है। घाट से उतरने के बाद मानसून पश्चिमी प्रवाह के रूप में प्रायद्वीप पर आगे बढ़ता है। जमश इन धाराओं की उत्तरी सीमा भी आर उत्तर की आर अग्रसर होती जाती है। पश्चिमी प्रवाह जैसे-जैसे प्रायद्वीप पर आगे बढ़ता है मानसून धाराओं की शुष्कता तथा फलस्वरूप बर्षों की मात्रा भी निरंतर घटती जाती है।

सारणी (142)

माध्य मासिक ह्रास दर (दिव्यो सेटोप्रेड/किमी)

उत्तरी भारत

मास जंवाई (किमी)	ज	फा	मा	म	म	जु	जु	अ	न	दि	वार्षिक माध्य
घरातल-2	57	63	79	69	88	83	55	62	79	68	67
2-4	55	58	68	82	89	81	42	49	61	59	63
4-6	64	164	68	67	71	59	53	53	57	49	61
6-8	59	67	67	68	62	53	57	52	65	57	62
8-10	41	45	60	71	67	72	63	73	69	75	67

भारत की जलवायु/417

दक्षिणी भारत

घरातल-2	90	87	87	83	83	80	70	80	73	70	81
2-4	54	73	83	87	79	69	53	53	52	55	62
4-6	65	59	50	63	54	61	59	53	59	55	58
6-8	66	61	70	61	69	58	57	51	64	63	63
8-10	74	69	77	75	77	76	73	79	75	73	75

10930
2/4/92

घेर लेता है। 12 किमी पर पूरे एशिया पर तापमान लगभग समान हो जाता है। तापमान प्रवृत्तता हर स्तर पर बहुत क्षीण पायी जाती है। ध्रुवीय क्षोभ सीमा 30° उ अक्षांश पर अवतरित हो जाती है। उष्ण कटिबंधी क्षोभ सीमा लगभग 110 मिलीमीटर स्तर पर तापमान -75°C पायी जाती है। 3 किमी ऊँचाई तक ह्रास दर पश्चिमात्तर भारत में अधिकतम ($7^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) रहता है जो पूव और दक्षिण की ओर घटता जाता है। आसाम में यह $6^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ तथा त्रिवेन्द्रम में $5^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ के लगभग पाया जाता है।

(च) तापमान का वार्षिक परिसर पूर भारत में हर स्तर पर उत्तर से दक्षिण की ओर लगभग बढ़ता जाता है। किंतु 12 किमी के ऊपर तापमान परिसर लगभग सम हो जाता है।

(छ) विभिन्न ऊँचाइयों पर औसत मासिक ह्रास दर का मान सारणी (14 2) स दिया गया है।

1480 वर्षा का आवटन

चित्र (14 20) औसत वार्षिक वर्षा का आवटन प्रस्तुत करता है। भारत मानसून प्रान्त देश है। जम्मू और काश्मीर, चरम दक्षिणी तट तथा पूर्वी घाट के क्षेत्रों को छोड़ कर पूरे देश में कुल वर्षा का 80-90% भाग केवल दक्षिणी पश्चिमी मानसून के चार महीनों में प्राप्त हो जाता है।

वर्षा के आवटन को भारत में सर्वाधिक प्रभावित करने वाला तत्त्व प्रवर्त शृंखलाएँ हैं क्योंकि मानसून धाराएँ पश्चिमी घाट तथा उत्तरी पूर्वी भारत के पहाड़ियों को प्रायः लम्बवत् रूप से काटती हैं। खासी जयतिया के दक्षिणी ढाल पर 1000 सेमी से अधिक वार्षिक वर्षा प्राप्त होती है, जबकि ब्रह्मपुत्र के उत्तरी भाग पर मानसून धाराओं के अनुवर्ती भागों में पड़ने के कारण बहुत कम (लगभग 200 सेमी) वार्षिक वर्षा मिल पाती है। ससार का सर्वाधिक वर्षा का स्थान चेरा पूंजी इही पहाड़ी मोडो में समुद्रतल से 1313 मीटर की ऊँचाई पर स्थित है। मानसून धाराओं का पवतीय आरोहण ही इस स्थान के लगभग 1142 सेमी औसत वार्षिक वर्षा का कारण है। पश्चिमी घाट के पवनाभिमुखी भाग लगभग 600 सेमी वार्षिक वर्षा प्राप्त करते हैं जबकि लगभग 70-75 किमी अनुवर्ती भाग में वार्षिक घट कर 50-60 सेमी रह जाती है।

मानसून भारत की भूमि पर दो धाराओं में पहुँचता है। अरब सागर की शाखा तथा बंगाल खाड़ी की शाखा। अरब सागर की शाखा जून के प्रथम सप्ताह में पश्चिमी तट पर प्रायः दक्षिण पश्चिम दिशा से पहुँचती है और पश्चिमी घाट पर आरोहण के कारण आसपास के क्षेत्रों में भारी वर्षा उत्पन्न करती है। घाट से उतरने के बाद मानसून पश्चिमी प्रवाह के रूप में प्रायद्वीप पर आगे बढ़ता है। जमशेदन धाराओं की उत्तरी सीमा भी आर उत्तर की ओर अग्रसर होती जाती है। पश्चिमी प्रवाह जैसे जैसे प्रायद्वीप पर भाग बढ़ता है, मानसून धाराओं की शुष्कता तथा फलस्वरूप वर्षों की मात्रा भी निरंतर घटती जाती है।

सारणी (142)

माध्य मासिक ह्रास-वृ (किगो से-टोपेड/किमी)

उत्तरी भारत

मास ऊँचाई (किमी)	ज	फा	मा	ज	म	जू	जु	अ	सि	अ	न	दि	वार्षिक माध्य
धरातल-2	57	63	79	69	88	83	55	62	68	79	56	49	67
2-4	55	58	68	82	89	81	42	49	59	61	58	53	63
4-6	64	64	68	67	71	59	53	53	49	57	58	71	61
6-8	59	67	67	68	62	53	57	52	57	65	63	76	62
8-10	41	45	60	71	67	72	63	73	75	69	63	81	67

वक्षिणी भारत

धरातल-2	93	87	87	83	83	80	70	80	70	73	87	77	81
2-4	54	73	83	87	79	69	53	53	55	52	47	48	62
4-6	65	59	50	63	54	61	59	53	55	59	59	99	58
6-8	66	61	70	61	69	58	57	51	63	64	61	69	63
8-10	74	69	77	75	77	76	73	79	73	75	77	75	75

भारत की जलवायु/417

10930
2/4/92

यहाँ तक कि पूर्वी घाट पर आरोहण करते समय यह इतनी शुष्क हो जाती है कि वहाँ इस ऋतु में वर्षा लगभग नहीं के बराबर पायी जाती है। इस प्रकार पूर्वी घाट से उतर कर लगभग शुष्क हुई धारार्ये बंगाल की खाड़ी में प्रविष्ट करती है।

बंगाल खाड़ी की दक्षिणी-पश्चिमी मानसून धारार्ये मई के अंत में ही अराकान तथा तेनासरीम तटों पर भारी वर्षा आरम्भ कर देती है, किंतु मध्य बर्मा की ओर वर्षा की तीव्रता तेजी से घटती जाती है। जो धारार्ये अपेक्षाकृत दक्षिणी पथ पर चलती हुई बंगाल तथा बांग्लादेश तट पार करती हैं, वे आसाम तथा बर्मा की पहाड़ियों से परावर्तित होकर पश्चिम की ओर मुड़ जाती हैं तथा पूर्वी प्रवाह के रूप में क्रमशः आसाम, बंगाल, उड़ीसा, बिहार, मध्य-प्रदेश, उत्तर प्रदेश, पंजाब तथा राजस्थान पर वर्षा उत्पन्न करती हैं। यात्रा के दौरान धारार्ये की तीव्रता घटती जाती है जिसके परिणामस्वरूप वर्षा की मात्रा निरन्तर घटती जाती है।

विभिन्न ऋतुओं में वर्षा आवटन के कुछ प्रमुख तथ्य निम्नांकित हैं

(क) (i) शीतकाल की वर्षा दो भागों में बाँटी जा सकती है—1 पश्चिमी विक्षोभा द्वारा उत्पन्न उत्तरी भारत की वर्षा 2 उत्तरी पूर्वी मानसून द्वारा उत्पन्न दक्षिणी-पूर्वी प्रयाद्वीप की वर्षा, जो दिसम्बर में सर्वाधिक होती है।

इस काल में लगभग 5 विक्षोभ प्रतिमास सक्रिय रहते हैं, किन्तु वर्षा उत्पन्न करने की क्षमता सभी में भिन्न भिन्न पायी जाती है। हिमालय की पहाड़ियाँ प्रायः भारी वर्षा तथा तुषार प्राप्त करती हैं। मैदानी भागों में वर्षा सबसे अधिक, उत्तरी-पश्चिमी भारत तथा आसाम में होती है। कभी कभी मध्य प्रदेश तथा प्रायद्वीप के उत्तरी भाग भी हल्की वर्षा प्राप्त करते हैं।

उत्तरी पूर्वी प्रवाह कारोमण्डल तट से दक्षिण के तटीय क्षेत्रों में अच्छी वर्षा उत्पन्न करता है। कभी कभी दिसम्बर में बंगाल की खाड़ी में चक्रवात भी उत्पन्न हो जाते हैं, जो प्रायः मद्रास से नीचे तटों से टकराकर भारी वर्षा देते हैं। वर्षा की तीव्रता आंतरिक भागों में घटती जाती है।

(ii) दिसम्बर में 1 सेमी या अधिक वर्षा का क्षेत्र जम्मू-काश्मीर, पंजाब, हिमाचल प्रदेश तथा उत्तरी पूर्वी आसाम पर सीमित रहता है। जनवरी में इन स्थानों की वर्षा बढ जाती है और साथ ही 1 सेमी से अधिक वर्षा का क्षेत्र पूर्वी राजस्थान, उत्तर प्रदेश, मध्य-प्रदेश तथा पूरे पूर्वोत्तर भारत पर फैल जाता है। फरवरी में वर्षा की मात्रा बंगाल उड़ीसा, दक्षिणी पूर्वी मध्यप्रदेश और आसाम में बढ जाती है, किंतु जम्मू-काश्मीर, पंजाब तथा पूर्वी राजस्थान में थोड़ा घट जाती है। सबसे अधिक वृद्धि 1-3 सेमी आसाम में पाई जाती है।

(iii) शीतकाल में हिमालय के दक्षिण में प्रक्षाशा के साथ बरसा लगातार घटती जाती है। इन दिनों सबसे अधिक वर्षा हिमाचल प्रदेश में तथा काश्मीर में होती है। दिसम्बर में ये क्षेत्र लगभग 6 सेमी तथा जनवरी फरवरी में 15 सेमी वर्षा प्राप्त करते हैं।

(iv) मैदानी भागों की वर्षा प्रायः तड़ित-भूभा युक्त होती है। पंजाब, हिमाचल-प्रदेश, पश्चिमी उत्तर और मध्य प्रदेश तथा उत्तरी घासाम पर डिसेम्बर में 0.5 दिन तड़ित-भूभा का औसत घाता है, जो जनवरी तथा फरवरी में बढ़कर 1 दिन हो जाता है। साथ ही क्षेत्र पूरे उत्तरी भारत पर विस्तृत हो जाता है। जनवरी में सर्वाधिक तड़ित दो दिन पश्चिमी उत्तर प्रदेश की पहाड़ियों में तथा फरवरी में 3 दिन उत्तरी पूर्वी घासाम पर पाया जाता है।

(v) (i) पूव मानसून कास के पूर्वाद्ध में पश्चिमी विक्षोभ उत्तर भारत को प्रभावित करते हैं तथा वर्षा का मुख्य कारण बनते हैं। इनसे तड़ित भूभा तथा श्रोलो की घटनाएँ भी सम्बन्धित रहती हैं जो मध्य तथा पूर्वी भागों में प्रायः अधिक तीव्र होती हैं। घासाम, बांगलादेश तथा बंगाल में बाल वैशाखी मास, अप्रैल और मई में क्रमशः 4, 8, और 12 की औसत संख्या में उत्पन्न होते हैं, जो भारी वर्षा इन्हीं के कारण घासाम मई में भी जून के दो-तिहाई के बराबर वर्षा प्राप्त कर लेता है।

(ii) जैसाकि पहले बतलाया जा चुका है प्रायद्वीप के दक्षिणी पूर्वी भागों में द्रोणिका का प्रभाव मखाडी के पर्याप्त नदी का आगमन होता है, जिससे अप्रैल तथा मई में तड़ित बौद्धार उत्पन्न होते रहते हैं। इसमें इन क्षेत्रों को 8 से 10 सेमी तक वर्षा प्राप्त हो जाती है। दक्षिणी-पश्चिमी प्रायद्वीप पर भी पूव मानसून के तड़ित बौद्धार होते हैं, जिनकी प्रकृति तथा कारण प्रायः अनिश्चित हैं। उत्तरी पश्चिमी प्रायद्वीप इस ऋतु में मुरघत सूखा रहता है। कभी-कभी मई के अन्त में अनुकूल सागरीय प्रवाह के अंतगत तड़ित भूभा की घटनाएँ हो जाया करती हैं। नदी का आयात बहुत तीव्र होने पर तड़ित भूभा मध्य भारत तक भी फैल जाते हैं।

(iii) इस ऋतु में सबसे कम वर्षा राजस्थान, गुजरात तथा मध्य भारत में होती है। बिहार, उड़ीसा, उत्तर प्रदेश, क्षेत्र पश्चिमोत्तर भारत तथा दक्षिणी प्रायद्वीप 5 से 15 सेमी तक की वर्षा प्राप्त करते हैं। 50 से०मी० से अधिक की अधिकतम वर्षा काल-बैशाखी (Norwester) के कारण बंगाल, असम तथा आस-पास के क्षेत्रों में होती है।

(iv) (i) जून ऋतु में सर्वाधिक वर्षा अरानान, तेनासरीम तथा प्रायद्वीप के पश्चिमी तट पर 75-80 सेमी के लगभग होती है। उत्तरी बंगाल और असम के कुछ भाग 50 से 75 सेमी की वर्षा प्राप्त करते हैं जो पश्चिम की ओर निरंतर घटती हुई बिहार और उड़ीसा तक 25 सेमी तथा उत्तर प्रदेश, मध्य प्रदेश एवं गुजरात में 10 से 25 सेमी के मध्य रह जाती है।

(ii) जुलाई और अगस्त भर मानसून धाराएँ लगभग पूरे देश पर छाई रहती हैं। केवल पश्चिमी राजस्थान का धार मरुस्थल इन दिनों भी पाकिस्तान पर स्थित ताप निम्न-दाब के प्रभाव में बहन वाली शुष्क महाद्वीपीय हवाओं से घिरा होता है। किंतु जब कभी मानसून सक्रिय होता है या दोगा शाखायें संयुक्त होकर बढ़ती हैं या ताप निम्नदाब अघोषित दक्षिण में स्थित हार्म धरक सागर से नदी अभिवहित करता है या मानसून

भ्रवदाब राजस्थान को प्रभावित कर रहा होता है तो नम धारार्ये धार महम्मल पर भी प्राच्छादित हो जाती है । इसके विपरीत क्षीण मानसून भग की भ्रवस्या में धार तथा सिध की शुष्क धायु राशि राजस्थान एय सलग्न पजाब पर भी रहन लगती है ।

(iii) जुलाई और अगस्त में वर्षा के भावटन में ऋतुनिष्ठ द्राणिका का भ्रदा एव मानसून भ्रवदाब महत्त्वपूर्ण भूमिका निभाते हैं । भ्रदा की स्थिति यदि अपेक्षाकृत दक्षिण में है तो सामान्यतः मानसून सक्रिय होता है तथा पूरा देश दूर-दूर तक वर्षा प्राप्त करता है । उत्तर की ओर भ्रक्ष का स्थानांतरण वर्षा में अभी तथा मानसून की क्षीणता की ओर सकेत करता है । इस दशा में अरब सागर की धारार्ये बहुत क्षीण हो जाती है तथा बगाल की खाड़ी को धारार्ये ओर पूर्व की-ओर सिमट जाती है । यदि भ्रदा अधिक उत्तर की ओर स्थानांतरित होकर पर्याप्त समय तक हिमालय की तलहटी के समानान्तर स्थिर रहे तो मानसून भग की स्थिति ध्रा जाती है । इस दशा में वर्षा केवल पूर्वी हिमालय की जडों में होती है ।

(iv) शीघ्र खाड़ी में भ्रवदाब के विकास के साथ नई धारार्ये प्रभावित होने लगती है जिसे तटीय भागों में वर्षा एकाएक बढ़ जाती है । भ्रवदाब के उत्तर-पश्चिम की ओर अग्रसर होते ही भारी वर्षा का क्षेत्र पहले बगाल तथा दक्षिणी आसाम पर फैल जाता है तथा फिर भ्रवदाब की गति के साथ उड़ीसा और बिहार की ओर बढ़ता जाता है कुछ भ्रव दाब जो थोड़ा दक्षिणी तट, जैसे उड़ीसा से गुजरते हैं तो मध्य प्रदेश दक्षिणी-पूर्वी यू पी एव उत्तरी प्रायद्वीप पर दूर दूर तक वर्षा जनित करते हैं । तत्पश्चात् गुजरात और राजस्थान को प्रभावित करने के बाद ये भ्रवदाब क्षीण होकर या तो मौसमी निम्नदाब में विलीन हो जाते हैं या अरब सागर की धारा सक्रिय होने पर उत्तर-पूर्व की ओर मुड़कर पश्चिमोत्तर भारत पर वर्षा उत्पन्न करते हैं ।

(v) जुलाई में पुन तेनासरीम, अराकान तथा पश्चिमी घाट के तटीय क्षेत्र 100-125 सेमी की सर्वाधिक वर्षा प्राप्त करते हैं । अगस्त में यह मात्रा थोड़ी घटकर अराकान तथा उत्तरी तेनासरीम तट पर 80-100 सेमी तथा पश्चिमी घाट पर 50-75 सेमी रह जाती है । पूर्वी घाट की ओर वर्षा तेजी से घटती जाती है । जुलाई में पूर्वी तट 16° उ अक्षांश के दक्षिण में 15 सेमी से कम तथा उत्तर में थोड़ा अधिक वर्षा प्राप्त करता है । मध्य प्रदेश पर जुलाई और अगस्त दोनों में 40-50 सेमी की वर्षा होती है । दोनों ही महीनों में बगाल तथा आसाम 40-50 सेमी वर्षा प्राप्त करते हैं, जो पश्चिम की ओर निरंतर घटते हुए पश्चिमी राजस्थान में 10-15 सेमी के लगभग रह जाती है ।

(vi) सितम्बर में मानसून उत्तरी पश्चिमी भारत से हटने लगता है । साथ ही इसकी सक्रियता भी क्षीण होती जाती है । प्रारम्भिक दिना में वर्षा का भावटन अगस्त की भांति ही पाया जाता है कि तु मास के अंतिम भाग में पूर्वी प्रायद्वीप पर वर्षा की मात्रा बढ़ जाती है तथा शेष भारत पर घटने लगती है । इसका एक कारण यह है कि भ्रवदाब इन दिनों अपेक्षाकृत दक्षिणी अक्षांशों में उत्पन्न होते हैं । दक्षिणी पठार की वर्षा इन दिनों प्राय तडित अक्षां स युक्त होती है । तेनासरीम तट सर्वाधिक वर्षा (75 सेमी) प्राप्त करते हैं । पश्चिमी घाट और अराकान तट की औसत 50 सेमी के लगभग होती है । आसाम

ध्रुव उत्तरी-पूर्वी बंगाल 25 से 40 तथा शेष बंगाल-25 सेमी से कुछ कम वर्षा प्राप्त करते हैं। उत्तरी-पश्चिमी भारत पर प्राय 15 सेमी से कम, पश्चिमी-राजस्थान पर 5 सेमी से कम तथा शेष भारत पर 15 से 25 सेमी की वर्षा रिकार्ड की जाती है।

(घ) (i) बंगाल की खाड़ी की मानसून शाखा 10 अक्टूबर तक उत्तर-पूर्वी भारत से हट जाने के अतिरिक्त भोले तथा लूफानी मौसम पैदा करते हैं तथा अरब सागर की शाखा भी इस समय तक देश के मध्य भाग तथा उत्तर पश्चिमी प्रायद्वीप से हट जाती है। फलतः इन भागों में वर्षा हो जाती है।

(ii) 15 अक्टूबर तक मध्य बंगाल की खाड़ी में कम वायु-दाब का क्षेत्र स्थापित हो जाता है, जो धीरे-धीरे दक्षिण दिशा में स्थानान्तरित हो जाता है। बंगाल की खाड़ी की शाखा, जिसके कारण इस समय भी बर्मा के तटीय क्षेत्रों में वर्षा होती है, इस निम्न वायु-दाब के प्रभाव में विचलित हो जाती है तथा कारोमण्डल तट पर वर्षा देती है। बर्मा की मात्रा तट से अन्तरिक भागों की ओर घटती जाती है। कुछ लोग इस विचलित शाखा को 'उत्तरी-पूर्वी मानसून' का नाम देते हैं।

(iii) अक्टूबर-नवम्बर मास में वर्षा देने वाली दूसरी प्रणाली चक्रवात हैं, जो बंगाल की खाड़ी व अरब सागर में जन्म लेते हैं। खाड़ी के चक्रवात उत्तर-पश्चिम दिशा में चलते हुए मद्रास तट तथा बंगाल के डेल्टा प्रदेश के मध्य तटीय क्षेत्रों में वर्षा देते हैं। कुछ साइक्लोन पश्चिम दिशा में चलते हुए कारोमण्डल तट पर भारी वर्षा उत्पन्न करते हैं। अरब सागर में वर्तमान विक्षोभ तथा पूव की ओर चलते हुए अवदाब मलाबार तट पर भारी वर्षा देते हैं। नवम्बर मास में अवदाब अपेक्षाकृत अधिक दक्षिण की ओर टकराते हैं, जिसके फलस्वरूप वर्षा पेटिका भी दक्षिण की ओर स्थानान्तरित हो जाती है।

(iv) अक्टूबर में कारोमण्डल तट तथा दक्षिणी मलाबार में कुल वर्षा साधारणतः 25 सेमी होती है। मंगलूर को डिब्रूगढ से एक सीधी रेखा द्वारा मिलाया जाए तो इसके निकट पश्चिम में स्थित क्षेत्र लगभग 12.5 सेमी वर्षा पाते हैं जबकि उत्तर-पश्चिमी भारत में इस माह में 2.5 सेमी से भी कम वर्षा होती है।

(v) नवम्बर में दक्षिणी कारोमण्डल तट पर वर्षा साधारणतः 25 से 38 सेमी के बीच होती है तथा बर्मा की मात्रा अन्तरिक भागों की ओर घटती जाती है। मंगलूर से डिब्रूगढ को जोड़ने वाली रेखा के पश्चिम में अवस्थित क्षेत्र नवम्बर में आमतौर पर 2.5 सेमी वर्षा पाते हैं तथा उत्तर-पश्चिमी भारत में इस माह में बरपा बिल्कुल नहीं होती।

(vi) दिसम्बर तक मानसून देश के सभी भागों से पूरा रूप से हट जाती है तथा पश्चिमी प्रायद्वीप में वर्षा लगभग बन्द हो जाती है। देश के ध्रुव उत्तरी भागों में पश्चिमी विक्षोभ के प्रभाव के कारण दिसम्बर में थोड़ी वर्षा होती है।

(च) वार्षिक वर्षा

(i) दक्षिणी प्रायद्वीप में पूर्वी तट से वार्षिक वर्षा की मात्रा पश्चिम की ओर पश्चिमी घाट के अनुवर्ती भाग तक घटती जाती है। तट के समीप पूर्वी घाट की पहाड़ियों पर वर्षा

दक्षिण क्षेत्र

दक्षिण क्षेत्र 13° से 30° तक फैला हुआ है। परम दक्षिणी भाग पर 30° तक वर्षा होती है। 13° उ मध्य भाग में 100 से 200 तक वर्षा प्राप्त करता है।

। क्षेत्र के उत्तर भू भागों में अनेक स्थानों पर वर्षा होती है जो 10 से 20 से अधिक क्षेत्र में फैले हैं। पश्चिमी ढाल पर वर्षा 10 से 20 तक होती है।

(1) बराक तथा उमीला तट से आन्तरिक भू भागों की ओर जाने से पहले बराक, गंगा, यमुना तथा महादेव पहाड़ियों से वर्षा होती है। इनके पश्चात् विन्ध्य तथा शतपुडा पहाड़ों से वर्षा होती है। काठियावाड़ की गीर तथा दक्षिणी राजस्थान की भाबर तट पर भी वर्षा बहुत अधिक वर्षा प्राप्त करती है।

(ii) मानसून प्रोसिद्धा का दक्षिणी भाग अथवा दक्षिण के कारण उत्तरी भागों की अपेक्षा अधिक वर्षा प्राप्त करता है। उत्तरी भागों में अथवा हिमालय की पहाड़ियों में वर्षा की मात्रा बढने से वर्षा की मात्रा पश्चिम की ओर लगातार घटती रहती है। वास्तव में 150 सेमी से धार मरस्थल में 15 सेमी से कम तक पाया

(1) लगभग एक ही प्रशाशो पर स्थित खाड़ी का अद्यतन तापमान व सांत्विक द्वीप समूहों पर क्रमशः 300 तथा 150 सेमी प्रति वर्ष प्राप्त पाया गया है।

(ii) वर्षा युक्त दिनों की संख्या का आवृत्ति चित्र 14 21 में देखा जाता है। दक्षिण क्षेत्र में दक्षिण समान ही है। प्रायद्वीप में वर्षा की संख्या दक्षिणी प्रदेश तथा मध्य महाराष्ट्र से दक्षिणी भाग (30-50) रहती है। पश्चिमी घाट पर 9-13° उ प्रशाशो के बीच वर्षा की संख्या प्रतिवर्ष पर अधिकतम (137 दिन) रिकार्ड किया गया है।

100 से अधिक दिनों वाले क्षेत्र आसाम, ब्रह्मपुत्र घाटी उत्तरी क्षेत्र में अद्यतन तथा पश्चिमी घाट हैं। चेरापूँजी में अधिकतम दिनों (117) तक सबसे कम दिनों की संख्या (20 से कम) कच्छ और पश्चिमी तट पर है। धार मरस्थल में 5 से भी कम दिन वर्षा के होते हैं।

100 से अधिक दिनों की खाड़ी की जलवायुविक अवस्था

। वर्षा बराक की खाड़ी में निम्नदाव का क्षेत्र पाया जाता है, जिसमें तापमान की दिशा में तापमान की नियमित वृद्धि है। तेजा, हवाओं तथा वर्षा

इसके प्रति बढ जाते इन दिनों प्रायः तद्विध

पश्चिमी विक्षोभ बंगाल तथा सलग्न क्षेत्रों को प्रभावित करते हैं। फरवरी से पश्चात् म्नाद्र ता तेजी से बढ़ने लगती है, जिससे हवा में उमस बढ़ती जाती है। जल सतह का तापमान उत्तरी खाड़ी में 25°C से दक्षिणी भागों में 28°C तक पाया जाता है जबकि इही क्षेत्रों में जनवरी में वायु तापमान का चलन औसत रूप से 16°C से 27°C तक होता है।

मार्च में वाष्पीकरण तीव्र हो जाता है, जिसके फलस्वरूप सम्पूर्ण खाड़ी की म्नाद्र ता तेजी से बढ़ने लगती है। वायुदाब फरवरी की अपेक्षा इस महीने में कुछ अधिक पाया जाता है तथा हवायें अनिश्चित और तीव्रतर हो उठती हैं। यदा कदा नारवेस्टर के आने पर शीघ्र खाड़ी में स्ववाल तथा तडित भूभाएँ उत्पन्न हो जाती हैं। तापमान सम्पूर्ण खाड़ी में बढ़ना आरम्भ हो जाता है, किंतु दक्षिण की अपेक्षा उत्तर में वृद्धि दर थोड़ी अधिक रहती है। मई तक खाड़ी का वायु तापमान लगभग सम हो जाता है, जिसका औसत 29°C आकलित किया गया है। जल सतह का तापमान भी लगभग इतना ही रहता है।

अप्रैल में उत्तरी खाड़ी का दाब कुछ घटता है, जबकि दक्षिणी खाड़ी में थोड़ा बढ़ जाता है, किंतु प्रबलता काफी क्षीण रहती है। इस महीने में 16° उ अक्षांश से ऊपर दक्षिणी-पश्चिमी प्रवाह पाया जाता है, जो बंगाल और उड़ीसा तट के पास तीव्रतम रहता है। मध्य तथा दक्षिणी खाड़ी में अनियत तथा हल्की हवायें बहती हैं।

अप्रैल के अन्त में दक्षिणी या दक्षिणी-पूर्वी खाड़ी का मौसम यदा-कदा विक्षोभित हो जाता है, जिसके फलस्वरूप स्ववाल युक्त हवायें तथा बौछार की घटनाएँ उत्पन्न हो जाती हैं।

मई में सम्पूर्ण खाड़ी अपेक्षाकृत अधिक विक्षोभित रहती है, जहाँ 29°C का वायु तापमान एव $29-30^{\circ}\text{C}$ का सागर सतह का तापमान समान रूप से पाया जाता है। अण्डमान सागर के दक्षिणी भागों में विक्षोभ अधिक जनित होते हैं। सामान्य मौसम उष्ण तथा म्नाद्र रहता है। यह स्थिति साइक्लोन उत्पन्न होने के लिए उपयुक्त है। इस अवस्था में प्रभावित क्षेत्र अत्यधिक तूफानी मौसम प्रणालियों से भर उठते हैं।

मई में खाड़ी के उत्तरी तथा दक्षिणी दोनों भागों में वायुदाब सामान्यतः घटता जाता है, उत्तर में थोड़ा अधिक। अप्रैल में जो पश्चिमी प्रवाह दक्षिणी खाड़ी में उदित होता है वह मई में उत्तरी अक्षांशों की ओर लगातार बढ़ता जाता है। प्रवाह की तीव्रता भी कुछ बढ़कर (15 नाट) तक पहुँच जाती है। शीघ्र खाड़ी में प्रचलित दक्षिणी-पश्चिमी प्रवाह भी निम्न अक्षांशों की ओर स्थानान्तरित होने लगता है। फलतः पूरे खाड़ी में पश्चिमी से दक्षिणी-पश्चिमी प्रवाह व्याप्त हो जाता है।

जून के दूसरे सप्ताह तक जब पश्चिमी घाट पर लगभग पूर्णतः अरब सागर की मानसून धाराएँ छा जाती हैं, बंगाल की खाड़ी में भी मानसून सक्रिय हो उठता है। दक्षिण तथा दक्षिणी पूर्वी भाग में मौसम अधिक विक्षोभित रहता है। मध्य भाग में हवायें अपेक्षाकृत हल्की तथा उत्तरी भाग में तीव्रतर रहती हैं किंतु 'नारवेस्टर जाल' को छोड़कर शेष समय मौसम साफ ही रहता है। शीघ्र खाड़ी में मानसून भवदाबों का बनना आरम्भ हो जाता है, जिससे वहाँ मौसम विक्षोभित होता रहता है।

जुलाई और अगस्त में अपरिवर्ती उत्तरी-पश्चिमी वायु धाराएँ बहती हैं, जिनकी गति मानसून की सक्रियता और भंग की स्थिति में क्रमशः तेज और धीमी होती रहती है।

ये स्थितियाँ एक-दूसरे के बाद आती रहती हैं। शीप छाड़ी के पास अचानक जनिता होना जिनकी सख्या प्रतिमास 3-4 के बराबर है, इस मास के जलवायु की दूसरी विशेषता है।

सितम्बर में दक्षिणी छाड़ी की जलवायु में कोई परिवर्तन नहीं होता, किन्तु उत्तर में दाब थोड़ा बढ़ने लगता है, जिससे हवाएँ कुछ धीमी हो जाती हैं। जुलाई और अगस्त की अपेक्षा थायुगति में परिवर्तितता (variability) बढ़ जाती है। तापमान पूरे छाड़ी में लगभग 28°C के आस-पास रहता है, जो अण्डमान सागर में निम्नतम तथा कारोमण्डल तट पर अधिकतम पाया जाता है। 2 या 3 अचानक 16° उ अक्षांश से ऊपर किन्तु अगस्त की स्थिति से कुछ नीचे बनते हैं।

अक्टूबर में पूरे देश के दाब प्रतिरूप में परिवर्तन होते हैं। दक्षिणी छाड़ी में दाब कुछ कम होता है, जिसके फलस्वरूप मध्य छाड़ी में एक क्षीण निम्नदाब या ट्रोणिका आ जाती है। उत्तर पश्चिमी छाड़ी में उत्तरी पूर्वी हवाएँ स्थापित होने लगती हैं तथा मध्य छाड़ी में परिवर्तित हल्की हवाएँ पायी जाती हैं। दक्षिणी छाड़ी में दक्षिणी-पश्चिमी नम प्रवाह इस मान में भी विद्यमान रहता है, जिससे चक्रवात उत्पन्न होने की सुविधा दक्षिण छाड़ी में स्थानान्तरित हो जाती है। इस मास में छाड़ी में मौसम की प्रकृति भी अत्यन्त परिवर्तित पायी जाती है। साधारणतः स्वच्छ आवाश बीच-बीच में चक्रवातों के जनिता होने के प्रचण्ड तूफानी मौसम तथा भारी वर्षा में बदल जाता है। दक्षिणी छाड़ी में धाच्यप्रता प्रायः अधिक रहती है।

दक्षिणी छाड़ी में बहती दक्षिणी-पश्चिमी धाराएँ नवम्बर में मद हो जाती हैं। उत्तरी छाड़ी में उत्तरी-पूर्वी हवाएँ अपरिवर्तित (steady) होने लगती हैं। चक्रवातों के उत्पत्ति क्षेत्र अक्टूबर की अपेक्षा दक्षिणी अक्षांशों में पाया जाता है, जिसके फलस्वरूप दक्षिणी छाड़ी में तूफान तथा वर्षा का मौसम होता है, जबकि उत्तरी छाड़ी में आसमान प्रायः साफ पाया जाता है। उत्तरी छाड़ी में इस मास में तापमान $3-4^{\circ}\text{C}$ गिर जाता है।

दिसम्बर तक निम्नदाब क्षेत्र दक्षिणी छाड़ी पर स्थापित हो जाता है तथा मध्य और उत्तरी छाड़ी में उत्तरी-पूर्वी प्रवाह तीव्रतर हो जाता है। दूर दक्षिणी छाड़ी में परिवर्तित हवाएँ पायी जाती हैं। दक्षिणी छाड़ी में इस मास भी चक्रवात जनिता होते हैं, किन्तु उनकी सख्या बहुत कम पायी जाती है। तापमान और गिरता है—औसत तापमान शीप छाड़ी में $20-21^{\circ}\text{C}$, मध्य छाड़ी में 24°C तथा दक्षिणी में $24-26^{\circ}\text{C}$ के लगभग पाया जाता है।

14 90 राजस्थान का मरुस्थल

पश्चिमोत्तर भारत का शुष्क क्षेत्र, जहाँ वार्षिक वर्षा 50 सेमी से भी कम होती है पश्चिमी गुजरात पश्चिमी राजस्थान और दक्षिणी-पश्चिमी पंजाब के लगभग 2,14,000 बग किलोमीटर में फैला हुआ है। राजकोट, अलवर और फिरोजपुर रेखा के पश्चिम में स्थित यह भारतीय क्षेत्र वास्तव में पृथ्वी के उस उत्तरी उष्ण कटिबंधीय (north tropical $20-25^{\circ}\text{N}$) शुष्क पट्टिका की पूर्वी सीमा है जो एटलांटिक के अफ्रीकी तट से आरम्भ होकर सहारा अरब, दक्षिणी फारस और बलूचिस्तान के अधिकांश क्षेत्रों को घेरती हुई पाकिस्तान और फिर भारत की भूमि में प्रवेश करती है। इन्हीं अक्षांश वृत्तों

में पढ़ने वाले भूखण्ड मेक्सिको तथा उत्तरी-पश्चिमी समुक्त राष्ट्र अमेरिका भी शुष्क क्षेत्र हैं। दरमसल इन सभी क्षेत्रों में, उप-उष्ण कटिबन्धीय स्थायिवत् उच्चदाब के प्रभाव के कारण हवाओं का अवतलन प्रवाह (subsidence) प्रचलित रहता है, जो इन क्षेत्रों के अधिक तापमान, कम वर्षा और निम्न आद्रता का स्पष्ट कारण है। दक्षिणी गोलाद्ध के उप-उष्ण कटिबन्धीय उच्च दाब क्षेत्र में आने वाली, दक्षिणी अमेरिका, दक्षिणी अफ्रीका तथा मध्य आस्ट्रेलिया की भूमि भी इही कारणों से प्रायः शुष्क है।

भारतीय शुष्क क्षेत्र में राजस्थान का हिस्सा सर्वाधिक है, जो 1,81,062 वर्ग किमी में घ्रावली शृंखलाओं के पश्चिम के समूचे राज्य में विस्तृत है। धूलभरी प्रचण्ड हवाओं से युक्त तप्त गर्मियाँ, बहुत ठण्डी सदियाँ, निम्न आद्रता, अधिक दैनिक तापमान 'परिसर (range) तथा 100 से 350 मिमी की पश्चिम की ओर घटती हुई अनियत (erratic) वार्षिक वर्षा यहाँ के जलवायु की मुख्य विशेषतायें हैं।

यूँ तो शुष्क जलवायु तथा अनजवरक जमीन के कारण पश्चिमी राजस्थान के लोग विभिन्न रजवाडों के अधीन सदिया से विपन्नता और गरीबी में जीते रहे, परन्तु स्वाधीन भारत में इन अभाव प्रस्त रियासतों के विलय के बाद इस समूचे क्षेत्र 'को सारे देश के साथ विकसित तथा प्रगतिशील बनाने की समस्या अब और अधिक व्यापक हो गयी है।

14 91 राजस्थान का शुष्क क्षेत्र मुख्यतः दो भागों में बाँटा जा सकता है

(i) अर्द्ध रेगिस्तान—घ्रावली से पश्चिमी में यह क्षेत्र सागर तल से 460 मीटर की ऊँचाई से निरन्तर ढालुभाँ होता गया है। पश्चिमी किनारे की औसत ऊँचाई 155 मीटर पाई गयी है। इस भाग में पाली, पूर्वी और उत्तरी-पश्चिमी जालौर, सिवाना तथा लूनी बेसिन का सम्पूर्ण क्षेत्र आता है, जहाँ वार्षिक वर्षा 300 से 500 मिमी तक रिकार्ड की जाती है। इस भाग में लूनी नदी के अतिरिक्त खारे पानी की कई छोटी-बड़ी झीलें हैं, जिनमें प्रमुख ये हैं

(क) सामर—इसके जल में साधारण नमक तथा सोडियम सल्फेट की बाहुल्यता पायी जाती है।

(ख) डिडवाना—इसमें सोडियम सल्फेट की मात्रा अधिक है।

(ग) पचमद्रा—इसका जल मैग्नेशियम सल्फेट से भरपूर है।

इन झीलों का खारापन समुद्र के जल से अधिक पाया गया है।

(ii) उष्ण रेगिस्तान—अर्द्ध रेगिस्तान के पश्चिम का मारा भू भाग, जो धार-भरस्थल के नाम से विख्यात है उष्ण रेगिस्तान है जहाँ वार्षिक वर्षा 300 मिमी से भी कम है। इसमें जंसलमेर, बीकानेर, नागौर, गगानगर बाडमेर, पश्चिमी जोधपुर, दक्षिणी पश्चिमी जालौर तथा पश्चिमी चूरु की भूमि सम्मिलित हैं। इस क्षेत्र की मिट्टी अत्यधिक लयण-युक्त है। रेतीली पहाडियों के कारण भूमि बहुत असमतल है। तत्र हवाओं के कारण जगह-जगह रेत की पहाडियाँ तैयार हो जाती हैं, जो थोड़ी ही देर में स्वतः लुप्त हो जाया करती हैं।

उपरोक्त रेगिस्तान में राजस्थान के उपर्युक्त क्षेत्रों के अतिरिक्त बहावलपुर तथा सिंध का भी एक बड़ा हिस्सा सम्मिलित है। इस रेगिस्तान की पश्चिमी सीमा सिंध नदी है, जिसके पश्चिम में पुन सिंध और बलूचिस्तान की गारी भीलो वाली अर्द्ध रेगिस्तानी भूमि का सिलसिला शुरू हो जाता है।

सारे पश्चिमी राजस्थान पर अरावली शृंखलाओं तथा छिट छुट पहाड़ियों का प्रकीर्ण (Scattered) फैलाव पाया जाता है। वहीं वही इन पहाड़ियों की समुद्र तल से ऊँचाई 1000 मीटर से अधिक मिलती है।

14 92 राजस्थान की नदियाँ

वैसे तो राजस्थान में नदियों का जाल सा बिछा दीखता है, पर ऐसी एक भी नदी नहीं है जो वर्ष भर जीवित रहती हो। अधिकांश नदियाँ सिर्फ बरसात के मौसम में कुछ दिनों या अधिक से अधिक एक-दो महीनों के लिए प्रवाहित होती हैं और फिर सूख जाती हैं।

पूर्वी राजस्थान में, जमुना की सहायिकायें, चम्बल, गम्भीरी, बाणगंगा और मघा नदियाँ बहती हैं। राज्य के दक्षिण पश्चिम में माही, साबरमती, मरुस्वती तथा बनास के अलावा राजस्थान की सबसे बड़ी नदी लूनी भी बहती है। ये सभी नदियाँ बच्छ के रन में होकर चलती हैं। लूनी अजमेर के पास की अरावली शृंखलाओं से निकल कर पहले पश्चिम में बाड़मेर की ओर और फिर दक्षिण-पश्चिम दिशा में रन से होती हुई अरब सागर में गिरती है। पश्चिमी राजस्थान की अन्य नदियों में नारा तथा सिंधु का नाम भी लिया जा सकता है। उत्तर में घग्घर, नेवाल और रेंना (सिंध में) नदियाँ का भव नेवाल नाम ही बाकी रह गया है, जिसमें पानी की जगह भव वर्ष भर रेत बहती है।

लूनी को छोड़कर अन्य कोई भी नदी सागर तक नहीं पहुँच पाती। रेगिस्तान में ही वही खो जाती हैं। इन सभी नदियों का प्रवाह उत्तर में दक्षिण या उत्तर पूर्व से दक्षिण-पश्चिम की ओर पाया जाता है।

जल अपवाह (run off) के लिये किसी निश्चित माप तथा पर्याप्त वर्षा, दोनों का अभाव है। मानसून की वर्षा तालाबों, भीलो तथा बाँधों में जमा करके उन्हें स्थानीय उपयोग में लाया जाता है।

14 93 मिट्टी, वनस्पतियाँ और लोग (Soil, Vegetation and the people)

मिट्टी का निर्माण और प्रकार, जलवायु, धरातलीय और वनस्पतिक अवस्थाओं पर निर्भर करता है। राजस्थान के शुष्क भागों की मिट्टी तीव्र जीरोमॉर्फिक (xeromorphic) विशेषताओं से युक्त है, जिसमें ह्यूमस (humus) तत्त्व बहुत ही कम मात्रा में विद्यमान है। प्राकृतिक लवणों की पर्याप्त मात्रा यहाँ की मिट्टी में पाई जाती है, जो संभवतः केशनली उठान (Capillary rise) प्रक्रिया द्वारा भू-वर्धन खाते जल की देन है। अर्धरदन के कारण निरंतर भूमि के ह्रास से काफी बड़े भाग में वज्रता का गुण स्वाभाविक रूप से आ गया है। फिर भी इस क्षेत्र के एक तिहाई से अधिक भूमि पर खेती की जाती है लगभग 23.5% भाग पर घास और झाड़ियाँ उगती हैं तथा 3.2% भूमि स्थायी चरागाह है। खेती तथा पशुपालन यहाँ के निवासियों की मुख्य जीविका है।

जलवायु की प्रतिबलता के बावजूद चार रेगिस्तान में कुछ प्रकार की वनस्पतियाँ पाई जाती हैं। पलोरा वनस्पतियों के समूह भुण्ड के भुण्ड थोड़े थोड़े अंतर पर दिखाई देते हैं। इनमें एफीमेरल, घास, बटीली झाड़ियाँ, डवाफ (dwarf) वृक्ष तथा स्त्रब के जगल विशेष रूप से मिलते हैं।

वाजरा, ज्वार, मोठ और मूग यहाँ की मुख्य फसल है। वही-कही जहाँ मूगभीय जल-स्तर अपेक्षाकृत ऊँचा है, गेहूँ और सज्जियों की खेती भी पर ली जाती है। वृषि के अलावा लोग भेड़, बकरी, गाय और ऊँट पालना पसंद करते हैं तथा उन्हें भुण्ड के भुण्ड लेकर चरागाह और जल की तलाश में फिरना ही उनकी जीविका है।

निवासियों में लगभग 98% हिन्दू हैं जिनमें अधिकांश शाकाहारी हैं। यह यहाँ के पशुधन की रक्षा के लिए बहुत अनुपूल है। कुछ जन-जातियाँ जैसे वन बावरिया, मोना, सासी आदि जिनके पास वृषि के लिए जमीन नहीं है, अधिभार शिकार का पशा अपनाती हैं, जिससे इस क्षेत्र की सीमित पशुधन की सुरक्षा के लिए बड़ा आघात पहुँचता है। परिस्थितियों के अनुरूप यहाँ के निवासियों में स्वाभाविक सहनशीलता विकसित रूप में पायी जाती है।

1494 पश्चिमी राजस्थान रेगिस्तान कैसे और कब बना ?

राजस्थान के भू-गर्भ विज्ञान का इतिहास इस बात की ओर स्पष्ट संकेत करता है कि अरावली का जन्म (हिमालय से बहुत पहले) से अब तक नम और शुष्क जलवायु के दौर इस क्षेत्र पर एक के बाद एक आते रहें हैं।

भारत पर अब तक दो हिम-युग (ice ages) गुजरे हैं। एक का नाम पर्मीकार्बो-निफोरस है, जो लगभग 24 करोड़ वर्ष पहले आरम्भ हुआ। दूसरा, क्वाटरनरी कहलाता है, जो लगभग 10 लाख वर्ष से आरम्भ होकर अभी तक चल रहा है इन दोनों के अधिकाल में लाखों वर्षों तक भारत उष्ण जलवायु के प्रभाव में रहा। क्वाटरनरी युग में अभी उत्तरी ग्लेशियर के सिकुड़न और फलने की चार महत्वपूर्ण घटनाएँ हो चुकी हैं, जिनके कारण इतनी ही बार भारत को अमश शुष्क और नम जलवायु का अनुभव करना पड़ा है।

क्वाटरनरी हिम युग से पूर्व सिंध, बिलोचिस्तान और पश्चिमी राजस्थान का कुछ भाग लासा वष सागर में डूबा रहा। क्वाटरनरी युग के आते ही शुष्क जलवायु का दौर आरम्भ हुआ, उसके फलस्वरूप समुद्र पीछे हटा और ये भू-भाग प्रवाश में आये।

ऐसा अनुमान है कि वर्तमान हिमयुग में राजस्थान के ऊपर अभी तक 4 नम जलवायु के दौर गुजर चुके हैं जिसमें दूसरा दौर जो सर्वाधिक तीव्रता का माना जाता है, लगभग 5 लाख वर्ष पहले समाप्त हुआ। यहाँ यह संकेत स्पष्ट है कि इस क्षेत्र के शुष्क-वस्था का आरम्भ इसी समय में मान लिया जाए। वैसे नम जलवायु का अंतिम दौर बाई 20 000 वर्ष पूर्व खीत हुआ है। इस समय के बाद निश्चित रूप से पश्चिमी राजस्थान की मिट्टी का शन शन ह्रास होता गया, पृथ्वी का जल-स्तर गिरता गया और शुष्कता की मात्रा उत्तरोत्तर बढ़ती गई। महाभारत में इस प्रदेश में मरुभूमि का उल्लेख मिलता है।

यह भी कहा जा सकता है कि 3000-4000 वर्ष पूर्व सिंधु घाटी में जा सम्यता पनी थी-उसने बरतन, ईंटें नालियाँ, घातुएँ आदि आदि तयार करने में ई धन के रूप में

घनो घोर वनस्पतियो को जित प्रकार गष्ट किया होगा, उगते राजस्थान की शुष्कता बढ़ने में घोर मदद मिली ।

एक कारण घोर भी सम्भव है ।

नदियाँ, जमीन के नीचे जल स्तर को धाये रखने के लिए निरन्तर गुराह दती रहती हैं । भू-गर्भीय जल भण्डार भी सतों के रूप में नदियाँ का द्रव्य प्रतिमान देता रहता है । यदि किसी कारणवश किसी क्षेत्र की नदियाँ सूख जायें या दिशा बदल कर दूर हो जाएँ तो वहाँ के भू-गर्भीय जल भण्डार का सात समाप्त हो जायेगा घोर जन स्तर नीचे गिरने लगेगा । कुछ समय पश्चात् जल वनस्पतियों की पतन-शोभा के नीचे घसा जायेगा, जिससे वास्तविक विहीन भूमि गूध निररणा तथा वामु वेग के तीधे आघात के कारण निरन्तर अपरदित घोर शोण होनी जायगी ।

राजस्थान की नदियाँ या इतिहास कुछ रती तरह का है । कहते हैं कि सिन्धु घोर सततज नदियाँ पनी उत माग से बहती थी, जहाँ आज घम्मल घोर उरकी सहायिकाएँ स्थित हैं । ये दोनो नदियाँ पश्चिम की घोर सगातार घपना प्रवाह बदलती गयी । जब सततज घोर सिन्धु यतमाउ घग्घर घोर नारा से होकर बहती थी (जिसका लगभग 4 किमी चौडा पाट घभी भी रपष्ट है) तो बीकानर, जैसलमेर, महावलपुर आदि शत्र वापी उपजाऊ घोर समृद्ध थे । फिर इन नदियाँ के घोर पश्चिम की घोर हटने के बाद ये क्षेत्र तेजी से रेगिस्तानी अवस्था को प्राप्त होते गये ।

जैसलमेर घोर बाढमेर में इस समय लगभग 50% कुएँ ऐसे मिलेंगे, जिनमें जल स्तर की गहराई 40 मीटर से अधिक है । लगभग 10% कुएँ 80 मीटर में ज्यादा गहरे हैं तथा कुछ कुओं में तो पानी 120 से 130 मीटर की गहराई में मिलता है ।

अनेक प्रमाण इस बात के लिये प्रस्तुत किये गये हैं कि उत्तरी पश्चिमी भारत, राजस्थान, पाकिस्तान घोर दलूचिस्तान के प्रदश ईसा से कोई 4,000 वष पहल हरे भरे क्षेत्र थे । 2700 वष ईसा पूव मोहन जोदड़ो की सम्पता विकसित हुई थी । श्री घी सी उम्वार (1933) ने ईसा से 2750-2500 वष पूर्व सिन्धु नदी में आयी बाढ़ा का जिक्र किया है ।

ईसा से कोई 1000 वष पूव जब हिमालय अशुधी तरह विकसित हुआ घोर जल की असीम मात्रा ग्लेशियरों के रूप में हिमाशखरों पर सिमट आई तो अनेक नदियों के सूखने या प्रवाह बदल देने से मध्य एशिया के अनेक क्षेत्र व्यापक रूप से शुष्क हो गये । हिमालय का विकास, वैसे जलवायु के दृष्टिकरण से उत्तर भारत के लिये बहुत अनुकूल तथा महत्त्वपूर्ण है, जो गर्मियों में मानसून धाराओं को अयत्र जाने से रोककर उत्तर-पश्चिम की घोर देशांतरित कर देता है । तथा सदियों में बहुत ठण्डी ध्रुवीय हवाओं को आने से रोक देता है । हिमालय की वद्धि के साथ अरावली का ह्रास होता गया, जिससे नम हवाओं का माग कुछ इस तरह परिवर्तित हो गया कि पश्चिमी राजस्थान अनुवर्ती दिशा में पडकर वर्षा से वचित रह गया घोर उच्च वाष्पीकरण वाष्पोत्सजन के कारण मिट्टी अपनी नमी तथा खूमिक तत्त्व खोती गयी ।

सारणी (143)

तापमान के जलवायुविक आंकड़े

स्थान	अक्षांश	देशांतर	माध्य समुद्र तल से ऊँचाई (मीटर)	तापमान (°C)											
				श्रीसत उच्चतम						श्रीसत निम्नतम					
				जनवरी	अप्रैल	मई	जुलाई	अक्टूबर	जनवरी	अप्रैल	जुलाई	अक्टूबर			
अरुणाचल प्रदेश 1 दिग्बोई* 2 उत्तरी लखीमपुर	27° 23' 37 14	95° 37' 94 07	152 102	220 230	290 290	293 290	313 310	291 291	110 91	188 211	241 251	203 200			
नागालैण्ड 1 कोहिमा	23 38	94 10	1406	150	248	250	240	218	90	166	190	161			
मेघालय 1 शिलांग 2 तुरा	25 34 25 31	91 53 90 14	1598 370	155 235	238 325	237 310	241 289	218 289	36 123	141 221	181 232	129 203			
मणिपुर 1 इम्फाल	24 46	93 54	781	210	290	290	283	273	40	158	220	165			
मिजोरम 1 माइजत	23 44	92 43	1097	201	265	261	251	245	113	174	190	180			
त्रिपुरा 1 अग्रतल्ला	23 53	91 15	16	260	350	333	310	306	103	228	250	215			

*दिग्बोई और उत्तरी लखीमपुर आसाम के मैदानी जिले हैं, जहाँ अरुणाचल प्रदेश की सीमा के समीप स्थित हैं।

सारणी (143) Contd

प्रमाण	1 मोहाटी	26° 05'	91° 43'	54	23 4	31 9	31 1	31 7	30 1	9 8	20 1	25 7	22 1
	2 डिग्रू गडू	27 28	94 55	106	22 5	28 2	29 2	30 7	29 5	10 2	19 2	24 5	21 0
र शगत	1 र शगत	22 32	88 20	6	26 8	36 3	35 8	32 0	31 8	13 6	25 0	26 3	23 9
	2 जलपारुमुडी	26 32	88 43	83	23 4	31 6	30 9	30 6	30 0	10 8	20 4	25 0	21 7
बिहार	1 पटना	20 28	85 06	60	23 6	37 6	38 9	32 9	31 9	11 0	23 3	26 7	23 0
	2 गया	19 48	84 57	116	24 2	39 0	41 3	33 5	31 8	10 1	23 0	26 3	21 7
उड़ीसा	1 बटव	20 28	85 56	27	28 9	38 3	38 8	31 6	32 0	15 7	25 3	25 6	23 7
	2 पुरी	19 48	85 49	6	26 9	30 7	31 6	30 6	31 2	17 9	26 6	26 7	25 0
उत्तर प्रदेश	1 गोरखपुर	26 45	83 25	74	23 0	37 4	39 0	32 8	32 2	9 9	22 4	26 4	21 5
	2 इलाहाबाद	25 27	81 44	98	23 7	38 8	42 1	33 6	32 6	9 1	22 5	26 6	20 4
	3 लखनऊ	26 52	80 56	111	23 3	38 3	41 2	33 6	32 8	8 9	21 8	26 6	19 8
	4 बरली	28 22	79 24	172	22 0	37 0	40 5	33 8	32 3	8 6	21 1	26 2	19 5
हिमाचल प्रदेश	1 िमलत	31 06	77 10	2202	8 5	19 2	23 4	21 0	17 9	1 9	11 2	-15 6	10 8
जम्मू रश्मोर	1 श्रीनगर	34 05	74 50	1587	4 4	19 3	24 6	30 8	22 6	-2 3	7 4	18 4	-5 7
	2 वेह	34 09	77 34	3514	-2 8	12 4	17 1	24 7	14 2	-14 0	-1 2	10 2	-0 9

सारणी (143) Contd

पञ्जाब	1	भृगुतसर	31° 38'	75° 52'	234	186	342	389	356	319	45	162	259	166
हरियाणा	1	सम्बाला	30 23	76 46	278	208	362	408	352	332	68	197	260	164
दिल्ली	1	नई दिल्ली	28 35	77 12	216	213	362	405	353	331	73	210	272	187
राजस्थान	1	जोधपुर	26 18	73 01	217	246	383	416	357	357	95	224	268	196
	2	जयपुर	26 49	78 48	390	220	365	406	341	332	8	210	256	183
गुजरात	1	अहमदाबाद	23 04	72 38	55	287	397	407	332	356	119	230	257	212
मध्य प्रदेश	1	भोपाल	23 17	77 21	523	257	378	407	299	313	104	212	232	180
	2	जबलपुर	23 10	79 57	393	261	385	419	303	314	98	205	239	184
	3	रायपुर	22 14	81 39	298	277	392	423	303	12	135	251	241	215
आन्ध्र प्रदेश	1	हैदराबाद	17 27	78 28	545	286	369	387	298	303	146	237	223	198
	2	विशाखापट्टनम	17 43	83 14	3	277	328	340	317	309	175	259	260	245
महाराष्ट्र	1	बम्बई	18 54	72 49	11	291	323	333	298	298	194	251	251	246
	2	नागपुर	21 06	79 03	310	286	397	428	312	319	127	239	240	200

सारणी (143) Contd

कनाटक 1 बगलोर	12° 57'	77° 38'	897	269	334	327	272	275	150	212	192	189
केरल 1 त्रिवेन्द्रम	08 29	76 57	64	313	324	316	291	299	223	251	232	234
तमिलनाडु 1 मद्रास	13 04	80 15	6	288	949	376	352	318	203	260	263	244
2 सलेम	11 39	78 10	278	311	369	368	334	319	192	251	236	228
द्वीप 1. प्रमीनी देवी	11 07	72 44	6	314	330	32,6	293	304	239	271	254	252
2 पोर्ट ब्लेयर	11 40	92 43	79	292	319	309	289	290	227	242	241	236

10930
2/4/20

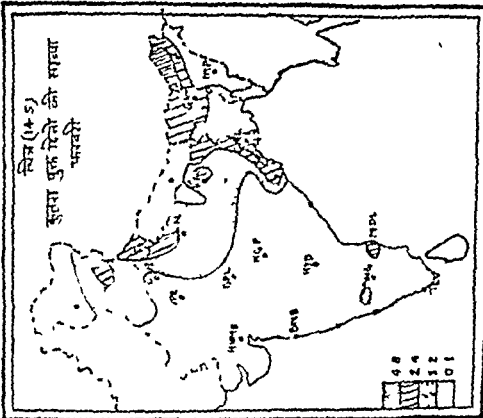
सारणी (144)

श्रद्धता एवं वर्षा के जलवायुविक सांके

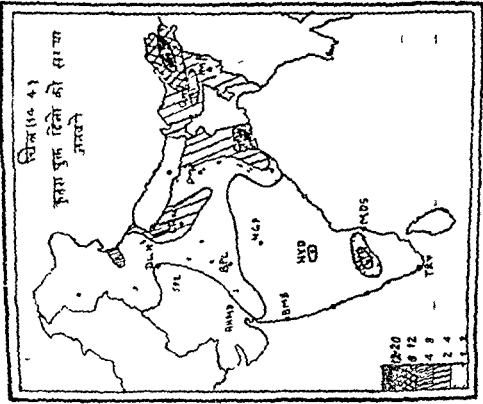
भारत की जलवायु/433

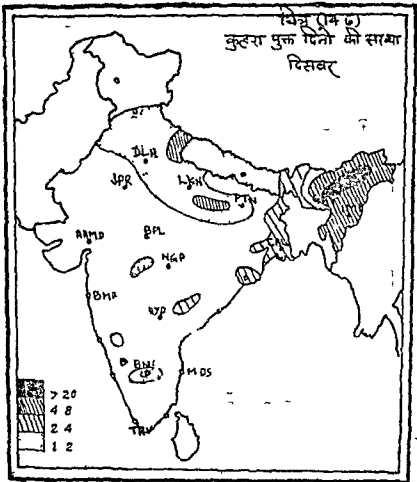
स्टेशन	अपेक्षित श्रद्धता				वर्षा (मिलीमीटर)/वर्षा युक्त दिनों की संख्या			
	0830		1790		ज-फ	मा-म-मई	जू-जु-अ-सि	अ-न-दि
	श्रद्धा भारत मातृक समय	श्रद्धा भारतीय मातृक समय	श्रद्धा भारत मातृक समय	श्रद्धा भारतीय मातृक समय				
अरुणाचल	8881	8786	7367	7779	106 6/-	672 5/-	1576 4/-	202 1/-
उत्तरी लखीमपुर	8377	9081	8276	8287	93 3/(9 3)	786 4/(36 6)	2219 2/(74 1)	288 9/(13 3)
नागालैंड	6663	8980	8262	9289	47 2/(4 8)	336 3/(28 9)	1375 7/(76 9)	162 8/(12 4)
मेघालय	6551	8171	8362	8389	43 2/(7 9)	497 9/(46 1)	1479 6/(74 7)	232 6/(12 6)
उरा	7570	9085	6660	8782	23 7/(5 2)	597 7/(20 4)	2406 8/(80 0)	266 0/(10 3)
मणिपुर	7564	8180	6063	7877	48 4/(4 9)	373 2/(25 9)	855 1/(59 2)	147 7/(3 6)
मिजोरम	6768	9186	6265	9491	46 5/(3 6)	604 9/(27 4)	1448 6/(80 4)	196 8/(12 9)
त्रिपुरा	7872	8681	5960	6081	45 8/(2 6)	508 8/(22 3)	1456 7/(63 5)	226 8/(8 5)

चित्र (14.5)
सुतरा बुलू रिनो की सान्घा
पारवर्ती



चित्र (14.4)
सुतरा बुलू रिनो की सान्घा
जम्बो

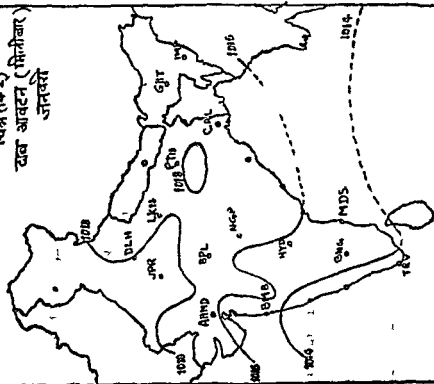




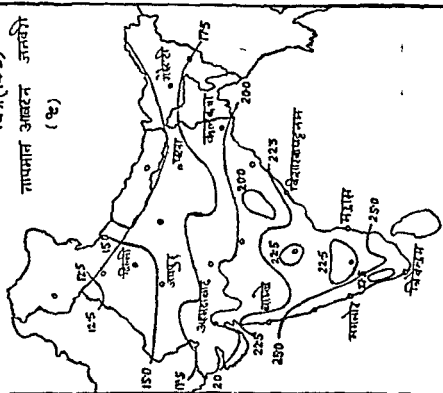
सारणी (14.4) Contd

कनाटक	1 बगलोर	77	70	86	83	40	34	68	64	16 0/(1 2)	162 6/(10 2)	482 5/(32 4)	227 8/(13 9)
	1 त्रिवेन्द्रम	77	81	89	87	63	73	81	80	43 7/(3 3)	352 1/(14 6)	862 8/(53 6)	553 5/(26 7)
केरल	1 मद्रास	83	72	65	81	67	68	61	76	58 0/(2 9)	68 6/(2 9)	363 7/(25 6)	795 3/(26 8)
	2 मलैम	73	70	78	80	43	41	56	62	18 6/(1 5)	170 2/(11 0)	479 0/(30 6)	287 4/(18 0)
तमिलनाडु	1 प्रमोनीदेवी	74	73	85	80	—	—	—	—	22 6/(1 6)	154 9/(1 9)	1059 4/(56 3)	267 6/(15 6)
	2 पोर्ट ब्लेयर	70	70	84	81	77	77	88	89	85 6/(3 9)	446 8/(21 6)	1830 1/(80 1)	767 1/(34 8)

चित्र (14.2)
ठंडा आबतन (मिमीबार)
जनवरी



चित्र (14.3)
सापेक्ष आर्द्रता (%)
जनवरी

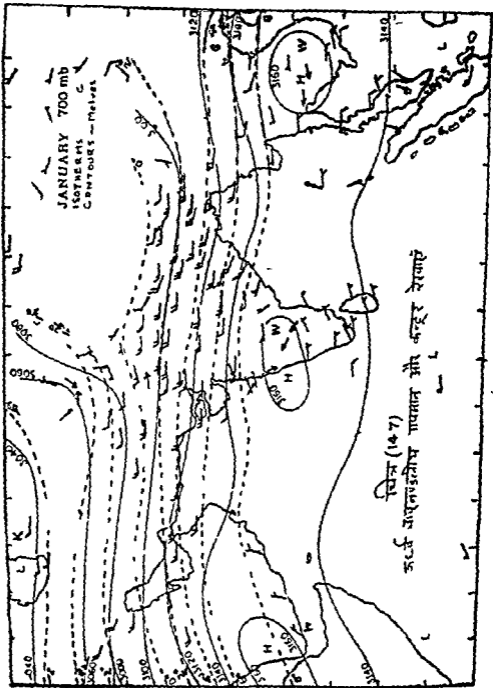


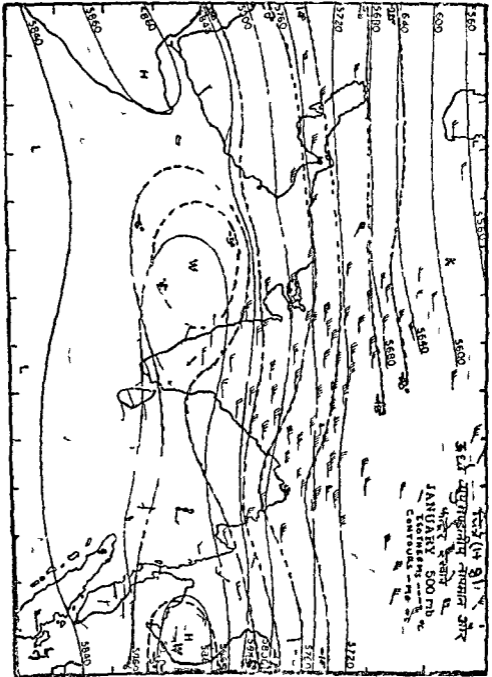
सारणी (14.4) Contd

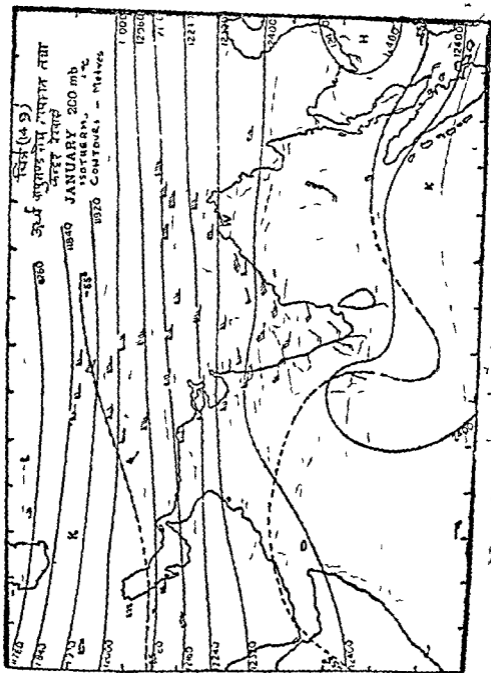
1	1 गीहाटी	8872858467	577977	356/(33)	4554/(281)	10504/(525)	928/(60)
		8775888178	738283	1068/(97)	7480/(378)	17298/(749)	2574/(125)
1	1 कलकत्ता	7871847056	568277	398/(27)	2184/(122)	12080/(608)	1586/(80)
		87688259	508171	299/(21)	4494/(219)	26772/(894)	1686/(71)
1	1 पटना	714187053	247562	376/(33)	395/(37)	9672/(487)	685/(39)
		69317972	17177261	437/(35)	328/(36)	9497/(487)	607/(42)
1	1 कटक	8071837948	508172	389/(16)	1323/(84)	11741/(562)	1940/(82)
		7380837768	858575	348/(20)	904/(51)	9644/(451)	283/(106)
1	1 मोरलपुर	80438374	57267661	1323/(34)	609/(33)	14968/(467)	693/(30)
		79308069	53157152	1402/(26)	338/(23)	6879/(414)	505/(34)
		82398272	55237660	381/(34)	327/(28)	8966/(401)	470/(25)
		81378171	54217152	1521/(38)	360/(34)	9174/(567)	480/(23)
1	1 विपुला	48328647	62378849	1349/(105)	1694/(147)	11667/(593)	712/(55)
		88777382	70534951	1441/(125)	2441/(209)	1930/(169)	777/(67)
1	1 श्रीनगर	61504945	51323428	185/(21)	203/(25)	431/(52)	107/(12)

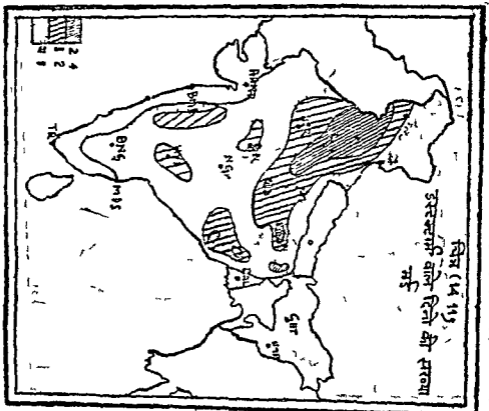
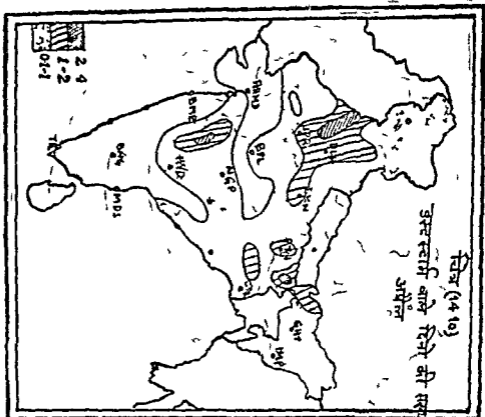
सारणी (14 4) Contd

पंजाब	1	भृतसर	9248757461235745	530/(47)	437/(52)	4894/(207)	632/(23)
हरियाणा	1	भम्बाया	7941786852226341	878/(58)	597/(51)	6790/(297)	437/(28)
नई दिल्ली			7232735441166035	444/(35)	323/(35)	5586/(228)	248/(18)
राजस्था	1	जोधपुर	5031754927155424	112/(10)	158/(17)	3276/(164)	114/(09)
	2	जयपुर	6029755135186232	208/(19)	254/(28)	5276/(279)	241/(17)
गुजरात	1	अहमदाबाद	5549866428186835	35/(03)	130/(11)	7518/(341)	145/(12)
मध्य प्रदेश	1	भोपाल	6025866235147241	223/(24)	227/(22)	11566/(485)	586/(34)
	2	जबलपुर	7430857343187952	488/(41)	399/(38)	12683/(534)	737/(41)
	3	रायपुर	5236857339217860	406/(31)	548/(52)	11926/(452)	709/(45)
छाँद्र प्रदेश	1	हैदराबाद	7951837336316958	173/(14)	688/(51)	5728/(368)	1019/(156)
	2	विशाखापट्टनम	7773847878808279	320/(17)	780/(43)	5021/(311)	3422/(129)
महाराष्ट्र	1	वर्धाई	7173858063668574	61/(04)	213/(10)	16931/(672)	843/(41)
	2	नागपुर	6537837138237254	348/(27)	539/(52)	10592/(499)	843/(50)

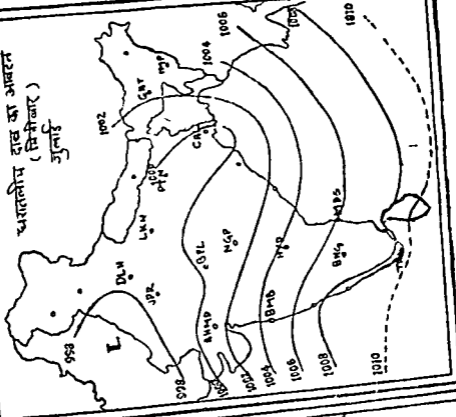




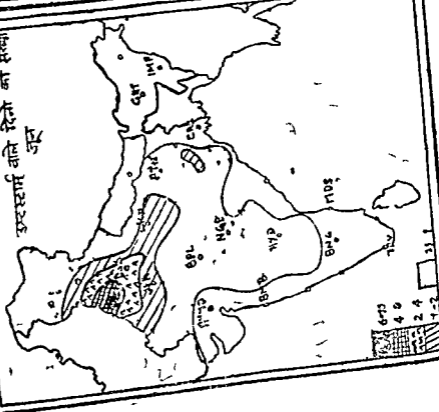


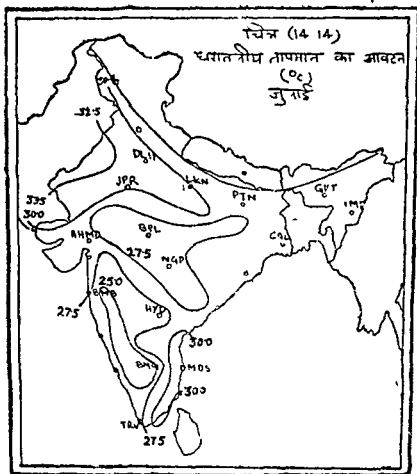


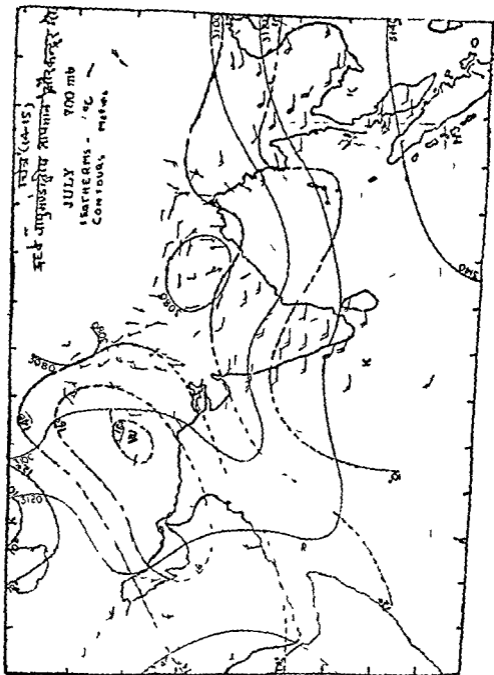
चित्र (4.11)
 भारतीय दक्क का अखरन
 (सिमीबार)
 जुलाई

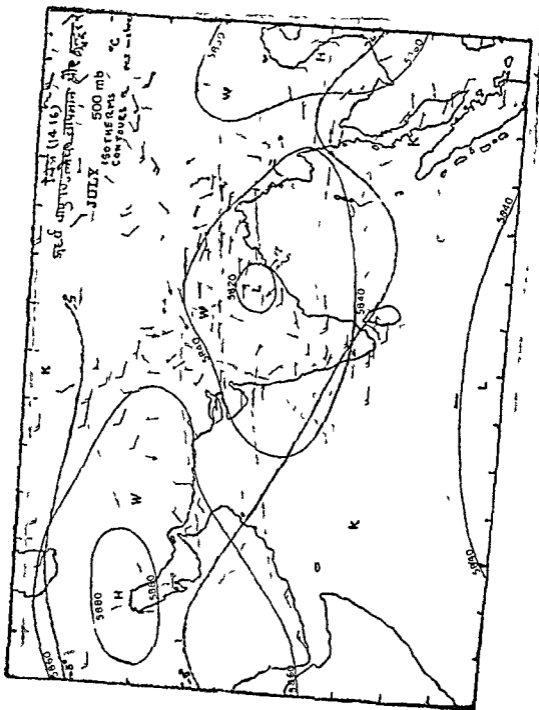


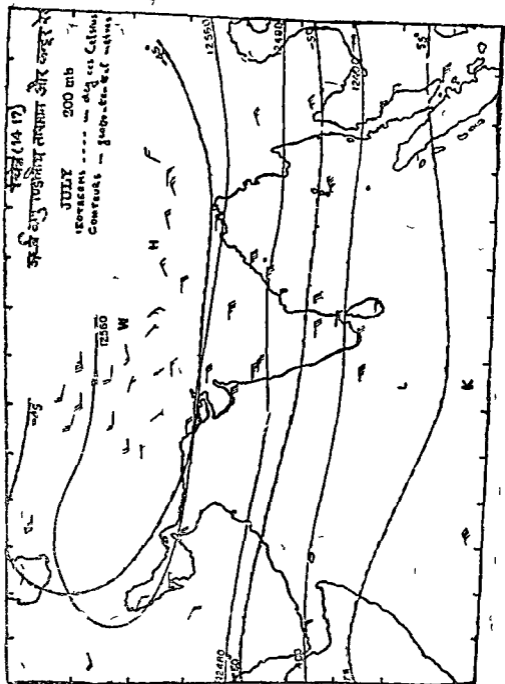
चित्र (4.12)
 उदरसामुद्र वासु
 जून

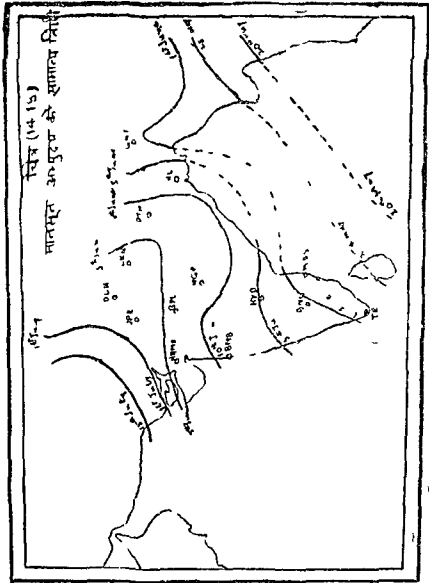


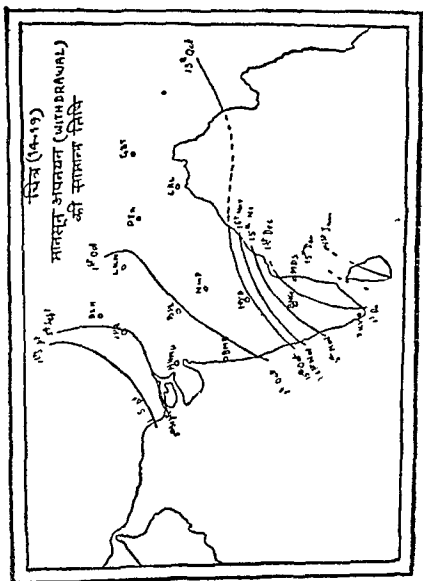




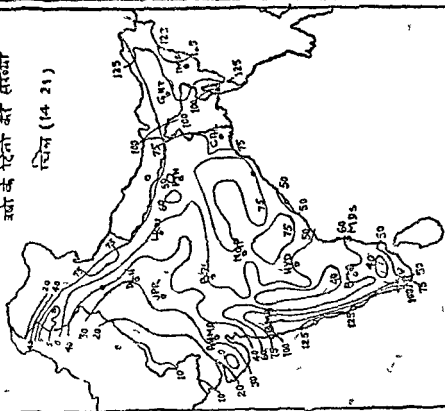




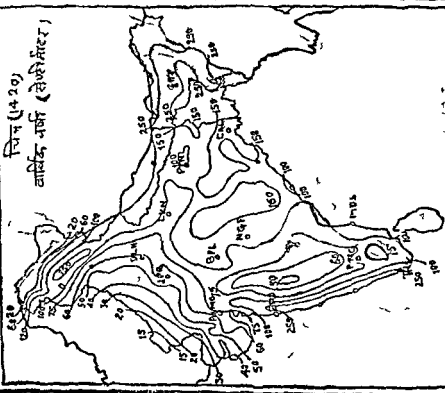


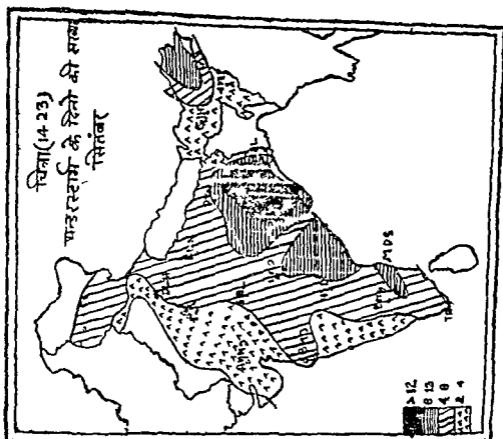
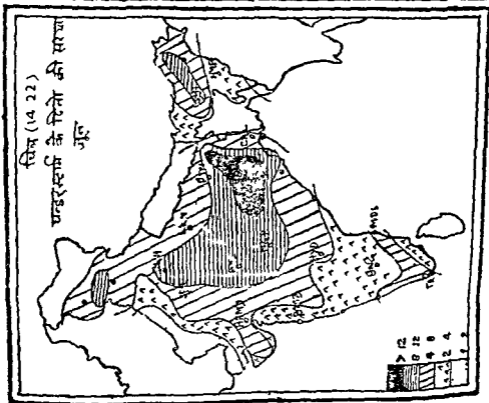


वर्षा के दिने की संख्या
चित्र (14 21)



चित्र (14 20)
वार्षिक वर्षा (सेन्टीमीटर)





सन्दर्भ ग्रन्थ-सूची

Popular

- | | | |
|---|--|---|
| 1 | Battan, Louis J | Cloud Physics and Cloud seeding
(Anchor Book N Y) |
| 2 | Battan, Louis J | The nature of violent storms
(Anchor Books N Y) |
| 3 | Bolton J | The Wind and the Weather past
present and future (Thomas Y
Crowell N Y) |
| 4 | Das P K | Monsoons (Book Trust of India) |
| 5 | Humphreys W J | Weather Proverbs and Paradoxes
(Williams and Wilkins Baltimore) |
| 6 | Inwards R | Weather Lore
(London Rider 1050) |
| 7 | Lehr Paul E
R Will Burnett
and Herbert S Zim | Weather, Air Masses, Clouds,
Storms Weather Maps Climate
(Simon & Schuster N Y) |
| 8 | Time Life Series | Weather |

Elementary Texts

- | | | |
|---|---------------|--|
| 1 | Best A C | Physics in Meteorology (Pitman
N Y) |
| 2 | Hess S L | Introduction to Theoretical
Meteorology (Holt 1959 N Y) |
| 3 | H M S O | Handbook of Aviation Meteorology |
| 4 | Humphreys W J | Physics of the Air (Mc Graw
Hill) |
| 5 | Neuberger H | Introduction to Physical Meteorology |
| 6 | Panofsky Hans | Introduction to Dynamic Meteorology
(University Park Pa
U S A) |

- | | | |
|---|--------------|---|
| 7 | Petterssen S | Introduction to Meteorology
(Mc Graw Hill N Y) |
| 8 | Taylor G F | Elementary Meteorology
(Prentice—Hall N Y) |
| 9 | Willet H C | Descriptive Meteorology
(Academic Press) |

Advance Text

- | | | |
|----|--|---|
| 1 | American Meteorological Society (Boston) 1951 | Compendium of Meteorology Ed
T F Malone |
| 2 | Books C E P and
N Carruthers | Handbook of Statistical Methods
in Meteorology (B I S) |
| 3 | Brunt D | Physical and Dynamical Meteorology
(Cambridge Univ Press) |
| 4 | Berry (Jr) F A Bolla
F and Beers N R | Handbook of Meteorology |
| 5 | Byers H R | General Meteorology
(Mc Graw Hill) |
| 6 | Godske C L Bergeron T,
Bjerknes J and Bundgard
R C | Dynamic Meteorology and Phy
sical Meteorology (Mc Graw Hill
N Y) |
| 7 | Haurwitz B | Dynamic Meteorology
(Mc Graw Hill) |
| 8 | Mitra S K | The Upper Atmosphere Royal
Society of Asia Calcutta |
| 9 | Panofsky, Hans and
Glenn W Bier | Some applications of Statistics to
Meteorology (University Park Pa
(U S A)) |
| 10 | Petterssen S | Weather Analysis and Forecasting
Vol I and II (Mc Graw Hill) |
| 11 | Richardson L F | Weather Prediction by Numerical
Process (Cambridge Univ Press
(1922)) |
| 12 | Fiehl H | Tropical Meteorology (Mc Graw
Hill, 1954) |
| 13 | Garbell M A | Tropical and Equatorial Meteorology
(Pitman N Y) |

- 14 Saucier N J, Principles of Meteorological Analysis (Chicago University Press)
- 15 Sutton O G Micrometeorology A Study of Physical Processes in the Lowest Layers of Earth's Atmosphere (Mc Graw Hill)
- 16 Thompson P D Numerical weather Analysis and Prediction (Macmillan & Co N Y)
- 17 U S Weather Bureau Washington D C The Thunderstorm

Special Subjects

- 1 Battan Louis J Radar Meteorology (Chicago Univ Press)
- 2 Fletcher N H The Physics of Rain Clouds (Cambridge Univ Press)
- 3 George J J Weather Forecasting for Aeronautics (Academic Press N Y)

Climatology

- 1 Books C E P Climate through the Ages (London Ben)
- 2 Chatterji S B Climatology of India (University of Calcutta, Calcutta)
- 3 Conrad V Methods in Climatology (Cambridge Mass USA)
- 4 Critchfield H S General Climatology (Prentice Hall)
- 5 Geiger R The Climate near the Ground (Cambridge Mass N Y)
- 6 Haurwitz and Austen Climatology (Mc Graw Hill N Y)
- 7 Kendrew W G The Climate of Continents (Oxford University Press)
- 8 Landsberge H Physical Climatology (Gray Printing Co Dubois Pa USA)

456/मीसम विज्ञान

9 Spate O H K

10 Trewartha Glenn T

Hand Book and Work Books

1 American Met Society

2 HMSO

3 India Meteorological
Department

4 Met office London

5 World Meteorological
Organisation Geneva

Switzerland

6 I Met D

7 I Met D

8 I MET D

Periodicals (Only those published in English)

Great Britain

1 Meteorological Magazine (Monthly)
British Met Office BIS

2 Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society RMS
49 Cromwell Rd Lon S W 7

3 Weatler Monthly RMS 49 Cromwell Rd London S W 7

India

1 Indian Journal of Meteorology and Geophysics Quarterly Editor
Lodi Rd New Delhi 3

2 Vayu Mandal Quarterly India Meteorological Society Editor
Lodi Road, New Delhi- 3

Geograpy of India and Pakistan
(Methuen & Co Lon)

Introduction to Weather and Climate
(Mc Graw Hill NY)

Glossary of Meteorology

Meteorological Glossary
Hand book for Meteorological
Observers

Observer's Hand book

International cloud Atlas vol I and
II Bbridged Atlas, 1956

Tracks of storms and Depression
1877-1960

(Addendum to above)

1961-1970

Climatological Atlas of India
(Abridged 1971)

Analysis of Monthly Mean Resultant
Winds for standard Pressure levels

Sweden

- 1 Tellus Quarterly Swedish Geophysical Society
Lindhagensgaten 124, Stockholm

USA

- 1 Bulletin of the American Meteorological Society Monthly A M S
45 Beacon st Boston 8 Mass
- 2 Journal Applied Meteorology (Bimonthly) A M S 45 Beacon St
Boston 8 Mass
- 3 Journal of Atmospheric Sciences
A M S 45 Beacon St Boston 8 mass
- 4 Weatherwise Bimonthly American Met Society 45 Beacon St
8 Boston Mass

W M O Publications

W M O Technical Notes publications, pamphlets published from
time to time

Latest Publications

Anthes Richard A and Others	The Atmosphere 2nd edition Published by Charles E Merral
Hodges I	Environmental Pollution Holt Rinehart and Winston N Y
Lowry W D	Weather & Life Introduction to Biometeorology Coravatis Oregon



पारिभाषिक शब्दावली

A

Absolute Humidity	निरपेक्ष आर्द्रता	50
Absolute Instability	निरपेक्ष अस्थायित्व (I)	67
Absolute Scale	निरपेक्ष, ताप का परम मापक्रम	42
Absolute Stability	निरपेक्ष स्थायित्व	66
Adiabatic Lapse Rate (Dry)	शुष्क रुद्धोष्म ह्रास दर	62
Adiabatic Lapse Rate (Sat)	सतप्त रुद्धोष्म ह्रास दर	62
Adiabatic Process	रुद्धोष्म प्रक्रिया (प्रक्रम)	62
Adiabatic Process (Pseudo)	छद्म रुद्धोष्म प्रक्रिया	63
Aerosol	वायुविलय (1)	78
Ageostrophic Wind	असू-व्यावर्ती हवा	114
Air Mass	वायु राशि	186
Air Mass, (Classification)	वायु राशि वर्गीकरण	186
Air Mass, (Continental)	वायु राशि उष्ण कटिबंधी	180
Air Mass, (Life)	वायु राशि (जीवन)	186
Air, (Oceanic)	महासागरीय कटिबंधीय वायु राशि	186
Air Pollution	वायु प्रदूषण	11
Airy's Rule	एयरी नियम	23
Aitkēn nuclei	एटकन केन्द्रक	78
Albedo	घवलता	32
Alidade	एलिडेड, दशरेखक	149
Altimeter	तुंगता मापी	22
Alto cumulus	मध्य कपासी	85, 190
Altostratus	मध्य स्तरी	85, 190
Anabatic	आरोही हवा	128
Analogue Method	विधि	270
Anemograph	लेखी	165
Anemometer		159
Anticyclone		
Apheleon		

Cap
Car
Cate

Arctic Region (Air Mass)	उत्तर-ध्रुव क्षेत्र (वायु राशि)	183, 184
Arid	शुष्क	333
Artificial Rainfall	कृत्रिम वर्षा	103
Atmosphere	वायु मण्डल	3
Atmosphere-height Constituents	वायु मण्डल के भव्यव	5
Atmosphere-Pressure	वायु मण्डल की ऊँचाई	13
Atmosphere-Pressure measurement	वायु दाब (वायु मण्डल)	14
Atmosphere Structure	वायु दाब का माप	14, 158
Unit	इकाई	14
Auto-Convective Currents	स्वयं सवाहनिक धाराएँ	154
Aurora	सुमेर ज्योति, ध्रुवीय ज्योति	10

B

Bar	बार	15
Baroclinicity	बैरोक्लिनिसिटी	263
Barogram	बैरोग्राम, वायुदाब-मापक	15
Barograph	बैरोग्राफ, वायुदाब लेखी	165
Barometer Aneroid	निर्द्रव दाबमापी	14
Barometer-Fortin	वायुदाब मापी फोर्टिन	15
Barometer Kew	क्यू वायु दाब मापी	15
Beaufort Scale	बोफोर्ट पैमाना	160
Bergeron's Theory	बर्जरान का सिद्धान्त	88
Black Body Radiation	कृष्णिका विकिरण	35
Blizzard	ब्लिज़ड	131
Bora	बोरा हवा	131
Bowen's Ratio	बोवेन अनुपात	55
Brownian Movement	ब्राउनियन गति	78
Buys Ballot's Law	बायज बॉलट का नियम	119

C

Cap Cloud	छत्रक मेघ	133
Carburettor Ice	कारबुरेटर हिम	101
Castellanus	कैस्टलेनस/(हुगिय मेघ)	149

Ceiling Balloon	शीतिल मैलू	149
Ceilmeter	शीलिमीटर	150
Celsius	सेल्सियस	41
Centigrade	सेण्टीग्रेड	41
Centripetal Force	प्रतिवे-द्री (केन्द्राभितारी) बल	116
Chemosphere	रासायनिक मण्डल	9
Cirrus Cloud	पशाम मेघ	85
Cirro Cumulus	पशाम कपागी मेघ	85
Cirro Stratus	पशाम स्तरी मेघ	86
Classification of Air Mass	वायु राशिया का वर्गीकरण	186
Clear Air Turbulence	स्वच्छ वायु विक्षाम	143
Climate Classification (Koppen)	जलवायु घायटन (कोपन)	336
Climograph	क्लाईमोग्राफ	48
Clouds	मेघ	
(Amount and Height)	मेघ प्रेशण	89, 148
Cloud Burst	कृष्टि प्रस्फोट	97
Cloud Classification	मेघो का वर्गीकरण	83
Coagulation	स्फुटन	79
Coalescence Theory	सम्मिलन सिद्धान्त	89
Coefficient of Transmission	संचरण गुणांक	502
Col	कॉल	27, 257
Cold Front	शीतल वाताग्र	209
Cold Wave	शीत तरंग	285
Condensation	सघनन	77
Condensation Nuclei	सघनन केन्द्रक	81
Conditional Instability	प्रतिबंधी अस्थायित्व	67
Conformal	अनुकोण	249
Conservative Properties of Air Mass	वायुराशि की संरक्षी विशेषताएँ	201
Constant Pressure Chart	स्थिर दाब चाट	257, 271
Continental Type	महाद्वीपीय प्रकार	379
Contour	कंटूर	257, 271
Contour Chart	कंटूर चाट	257
Convective Condensation Level	सवाहिनिक सघनन स्तर	72

Convergence	अभिसरण	137
Coriolis's Force	कोरियालिस बल	110, 117
Corona	करोना, किरीट	155
Cosmic Ray	अन्तरिक्ष/कॉस्मिक किरण	11, 31
Critical Radius	क्रान्तिक अर्ध व्यास/(त्रिज्या)	82
Critical Relative Humidity	क्रान्तिक सापेक्ष आद्रता	82
Cumulus	कपासी	84
Cumulus-Fair Weather	स्वच्छ मौसम कपासी	93
Cumulo Nimbus	कपासी वर्षी मेघ	95
Curvature Effect	ध्रुवता प्रभाव	81
Cyclone	साइक्लोन/चक्रवात	224
Cyclonic Gradient Wind	चक्रवाती प्रवणता हवा	117
Cyclonic Storm	चक्रवाती तूफान	220, 306
Cyclostrophic Flow	साइक्लोस्ट्राफिक प्रवाह	119

D

Daily Max Temp	दैनिक उच्चतम तापमान	42
Daily Min Temp	दैनिक निम्नतम तापमान	42
Declination	दिकपात	5
Deep Depression	गम्भीर अवदाव	220
Density of Moist Air	नम हवा का घनत्व	60
Density Variation	घनत्व का चलन	61
Depressions	अवदाव	220
Dew	शोष	153
Dew Point	शोषांक	52
Diffuse	विसरित	34
Divergence	अपसरण	137
Doldrums	डॉल्ड्रम	132
Drifts and Currents (Ocean)	ड्रिफ्ट और धाराएँ (महासागरीय)	307
Drizzle	फुहार	92
Dust Haze	धूल धुंध	154
Dust or Sandstorm	धूल भरी या रतीली आंधी	154

E

Easterly Wave	पूर्वी तरंग	218
Eddies	भयरे	125
Eddy Coefficient	घायत गुणांक	58
Electrometeor	विद्युत्तोत्का	158
Entropy	एन्ट्रॉपी	68
Equation of Continuity	मातृस्य का समीकरण	272
Equation of State for		
Moist Air	नम हवा के लिए गैस समीकरण	58
Equatorial Air Mass Region	विषुवत् रेखीय वायुरागि-क्षेत्र	185
Equatorial Type	विषुवत् रेखीय प्रकार	379
Equinox	विषुव	5
Evaporation	वाष्पीकरण/वाष्पन	53
Evapotranspiration	वाष्पीकरण-वाष्पोत्सजन	53
Extrapolation Method	बहिर्वेशन विधि	265
Exosphere	बहिमण्डल	10
Extra-Tropical Cyclone	वाताग्र विक्षोभ	218
Eye Piece	नेत्रिका	172
Eye of Storm	तूफान की भाँस	223
	F	
Fahrenheit	फैरेनहाइट	41
Feather Frost	पिच्छ तुपार	101
Fog	कुहरा	98
Fog Advection	अभिवहन कुहरा	98
Fog Convergence	वायुरागियों का मिश्रण कुहरा	99, 106
Frontal Fog	वाताग्र कुहरा	100
Fog Radiation	विकिरण कुहरा	98
Fog Steam	वाष्प कुहरा	98
Fog Upslope	आरोही का कुहरा	98
Fohn Wind	फोहन हवा	130
Forecasting (Types)	पूर्वानुमानों के प्रकार	267
Freezing Rain	हिमकारी वर्षा	92
Friction Effect	घर्षण प्रभाव	141
Front	वाताग्र	2
Frontogenesis	वाताग्र उत्पत्ति	
Frontolysis	वाताग्र विनाश	

Frost	हुपार या पाता	153
Funnel Cloud	फनेल मेघ	239
G		
Geostrophic Scale	भूव्यावर्ती पमाना	116
Geostrophic Wind	भूविक्षोपी/भूव्यावर्ती हवा	112
General Circulation (Idealised)	सामान्य (भादर्श) वायु प्रवाह	134
Giant nucleus	विशाल केन्द्रक	78
Glaze	ग्लेज	153
Glazed Frost	ग्लेज हिम	101
Gradient Wind	अनुप्रवण/प्रवणता हवा	116
Graticule	रेखाजाल	172
Green Flash	हरित क्षण दीप्ति	154
Green House	ग्रीन हाऊस	39
Gulf Stream	गल्फ स्ट्रीम	308
Gust	निर्वात/भ्रोक	125
Gustiness Factor	निर्वातीय गुणक	125
H		
Hair Hygograph	केश भाद्रता लेखी	165
Hail	घोला	93
Halo	आभामण्डल/प्रभामण्डल	154
Harmattan	हमतन	132
Haze	धुंध	98
Heat Budget	ऊष्मा बजट	35
Heat Equilibrium	ऊष्मा संतुलन	35
Heterosphere	विषम मण्डल	6
Hibernation	सुप्तावस्था/शीत निष्क्रियता	322
High (Anticyclone)	उच्चदाब	27
Homosphere	सममण्डल	6
Horse Latitude	अश्व अक्षांश	132
Humid	आद्र	323
Humid Climate	नम जलवायु	323
Humidity Measurement	आद्रता माप	158
Humidity Mixing Ratio	आद्रता मिश्रण अनुपात	51
Humidity Province	आद्रता प्रदेश	339
Humidity Quantities	आद्रता राशियाँ	50

काल का अर्थ	51
काल का अर्थ	51
काल का अर्थ	153
काल का अर्थ	77
काल का अर्थ	220

I

काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	24
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	23
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	100
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	92
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	92
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	249
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	29
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	64
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	101
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	102
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	10
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	255
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	25, 268
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	70
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	258
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	258
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	305
काल का अर्थ वायु मातामात कायोग	8

	L	
Labrador Currents	लैब्राडोर धाराएँ	308
Lambert's Conical Projection	लैम्बर्ट घनबोणिक शांख्य प्रक्षेप	251
Land Breeze	पल समीर	128, 129
Laplace Principle	साप्लासू सूत्र	17
Lapse Rate	ह्रास दर	6
Large Nuclei	बृहत् केन्द्रक	6, 78
Latent Heat	गुप्त ऊष्मा	82
Latent Instability	गुप्त अस्थायित्व	71
Lenticularis Cloud	मसुराकार/निटिडुसारित मेघ	134
Lifting Condensation Level	उत्थापन सपनन स्तर	72
Lightning	विद्युत्/तडित/विजसी	93
Lithometeor	लियोमीटियोर	153
Long Range Forecast	दीर्घ अवधि पूर्वानुमान	270
Loo	लू	130
Low Pressure	निम्नदाब	26
Lull	लल (नीचे उच्छ्वावयन)	125
	M	
Magnetosphere	धुम्बक मण्डल	11
Mammatus Cloud	मेम्पेटस मेघ	149
Map Projection	मानचित्र प्रक्षेप	248
Mean Free Path	स्रोतत दूरी/स्रोतत मुक्त पथ	3
Mercator's Projection	मरकेटर प्रक्षेप	249
Medium Range Forecast	मध्यम अवधि पूर्वानुमान	268
Meridional	रक्षाशिक	120
Mesopause	मध्य सीमा	10
Mesosphere	मध्य मण्डल	10
Meteor	उल्का	153
Micro Climatology	सूक्ष्म जलवायु विज्ञान	316
Millibar	मिलिबार	14
Mist	धुहासा	98
Mixing Ratio (Humidity)	आद्र ता मिश्रण अनुपात	51
Monsoon Depression	मानसून धवदाब	232, 295
Monsoon Type	मानसून प्रकार	379
Monsoon Region (Air Mass)	मानसून क्षेत्र (वायु राशि)	186
Mountain/Valley Winds	पर्वतीय और घाटी हवाएँ	133, 137

Humidity Relative	सापेक्ष आद्रता	51
Humidity Specific	विशिष्ट आद्रता	51
Hydrometeors	जलोत्पाएँ	153
Hygroscopic	आद्रता आही	77
Hurricane	भीषण चक्रवाती तूफान	220

I

ICAN	अन्तर्राष्ट्रीय वायु यातायात आयोग	24
ICAO	अन्तर्राष्ट्रीय नागरिक विमानन संगठन	23
Ice Accretion	हिम अभिवृद्धि	100
Ice Needles	हिम सूचिका	92
Ice Pellets	हिम गोली	92
Image Surface	बिंब पृष्ठ	249
Insolation	आतपन, सूर्यातप	29
Atmospheric Instability	वायुमण्डल की अस्थिरता	64
Inversion	व्युत्क्रमण	101
Inversion Layer	व्युत्क्रमण तह	102
Ionosphere	आयन मण्डल	10
Isallobar	समदाब परिवर्तन रेखाएँ	255
Isobars	समदाब रेखा	25, 268
Isohyric	आद्रता मिश्रण सम रेखाएँ	70
Isopleths	सम रेखाएँ/समान रेखा	258
Isotach	समवायुगति रेखा	258
Isotherm	समताप रेखा/वक्र	305
Isothermal Layer	समताप तह	8
ITCZ	अन्तर्दण कटिबधीय अभिसरण क्षेत्र	133, 206
		218

J

Jet Stream	जेट धारा	142
Jet Easterly	पूर्वी जेट धारा	145
Jet Polar	ध्रुवीय सीमाज्ज जेट धारा	143
Jet Sub Tropical	उप उष्ण कटिबधीय जेट धारा	143

K

Katabatic Winds	भवरोही हवाएँ	127
Kelvin	केल्विन	42
Knot	नाट	147
Koppen Classification	कोपन का जलवायु आकृतन	323

L

Labrador Currents	लेब्राडोर धारायें	308
Lambert's Conical Projection	लेम्बर्ट प्रनुकोशिक शाकव प्रक्षेप	251
Land Breeze	भल समीर	128, 129
Laplace Principle	लाप्लास सूत्र	17
Lapse Rate	हास दर	6
Large Nuclei	बृहत् केन्द्रक	6, 78
Latent Heat	गुप्त ऊष्मा	82
Latent Instability	गुप्त अस्थायित्व	71
Lenticularis Cloud	मसुराकार/लेटिकुलारिस मेघ	134
Lifting Condensation Level	उत्थापन सघनन स्तर	72
Lightning	विद्युत/तडित/बिजली	93
Lithometeor	लिथोमीटिबोर	153
Long Range Forecast	दीर्घ भवधि पूर्वानुमान	270
Loo	लू	130
Low Pressure	निम्नदाब	26
Lull	लल (नीचे उच्चावयन)	125

M

Magnetosphere	चुम्बक मण्डल	11
Mammatus Cloud	मेम्मेटस मेघ	149
Map Projection	मानचित्र प्रक्षेप	248
Mean Free Path	औसत दूरी/औसत मुक्त पथ	3
Mercator's Projection	मरकेटर प्रक्षेप	249
Medium Range Forecast	मध्यम अन्तर्निर्णय पूर्वानुमान	268
Meridional	रक्षाशिक	120
Mesopause	मध्य सीमा	10
Mesosphere	मध्य मण्डल	10
Meteor	उल्का	153
Micro Climatology	सूक्ष्म जलवायु विज्ञान	316
Millibar	मिलिबार	14
Mist	कुहासा	98
Mixing Ratio (Humidity)	घाट ता मिश्रण अनुपात	51
Monsoon Depression	मानसून प्रबदाब	232, 295
Monsoon Type	मानसून प्रकार	379
Monsoon Region (Air Mass)	मानसून क्षेत्र (वायु राशि)	186
Mountain/Valley Winds	पर्वतीय और घाटी हवाएँ	13, 7

Mountain Waves	पवत तरंगें	133
Mountain Winds	पवत हवाएँ	128
Muslin	मलमल	158
N		
Nacreous Cloud	मुक्ताभ मेघ	134
Neph-analysis	नेफ विखलेपण	151
Nepho-scope	नेफस्कोप	151
Nimbostratus	वर्षास्तरी मेघ	86
Noctilucent Clouds	निशादीप्ति मेघ	10
Nor wester	काल बैशाखी	283
Numerical Weather Prediction	संख्यात्मक मौसम प्रागुक्ति	271
O		
Object glass	अभिदृश्यक	181
Occluded Front	अधिविष्ट वाताग्र	210
Occlusion	अधिघारण	210
Observation Network	वेधशालाओं का जाल	146
Observation Rain	वर्षा मापी वेद	147
Observation Surface	धरातलीय प्रेक्षण	147
Observation upper	उच्चतर वायुमण्डलीय प्रेक्षण	167
Open Pan Evaporimeter	खुली टकी वाष्प मापी	57
	भोजन	9
Ozonosphere	भोजन मण्डल	9
P		
Pan Evaporimeter	पैन वाष्प मापी	57
Perihelion	रवि नीच	4
Photometer	प्रकाशोल्का	154
Piche Evaporimeter	पिच वाष्प मापी	57
Pilot Balloon	पामसट गुब्बारे/पवन सूचक गुब्बारे	169
Pilot Theodolite	प्रकाशीय थियोडोलाइट	172
Polar Climate	ध्रुवीय जलवायु	333, 324
Polar Continental Region (Source)	ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र	185
Polar Region	ध्रुवीय क्षेत्र	2

Polar Stereographic Projection	ध्रुवीय त्रिविम प्रक्षेप	252
Polar Zone	ध्रुवीय क्षेत्र	321
Potential Evapotranspiration	विभव वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन	341
Potential Temperature	विभव तापमान	64
Precipitation	वर्षा, वर्षण	88
Precipitation Efficiency	वर्षा प्रभावकारिता के अनुपात	338
Precipitation Distribution	वर्षा का आवरण	383
Precipitable Water	वर्षायोग्य जल	307
Predictant	प्रेडिकटेन्ट	269
Predictor	प्रागुक्लक	269
Pressure Diurnal	दाब के दैनिक चलन	21
Pressure Gradient Force	दाब प्रवणता बल	109
Pressure Seasonal	दाब मौसमी चलन	21
Pressure Systems	दाब प्रणालियाँ	25
Pyroheliometer	पाइरोहीलियोमीटर	39

Q

Quasi-Stationary Gravity Waves	अर्ध-अस्थायी गुरुत्व तरंगें	133
--------------------------------	-----------------------------	-----

R

Radar	राडार/रिडार	173
Radiation	विकिरण	38
Radiation Measurement	विकिरण की माप	41
Radiation Night	रेडियो सोडे	172
Radio-Sonde	रेडियो पवन प्रेक्षक	172, 260
Radio-Wind (Rawind)	वर्षा	92
Rain	इंद्रधनुष	155
Rainbow	वर्षामापन	163, 167
Raingauge	सत्रमण के क्षेत्र	184
Region of Transition (Air Mass)	समाश्रयण	269
Regression	सापेक्ष आद्रता	51
Relative Humidity	दाब कटक	27
Ridge	राइम हिम	101, 153
Rime		

Roaring Forties	गरजती चालिसा	132, 312
Roll Cloud	रोटर या बतु ल मेघ	133
	S	
Sand whirl	धूल या रेत भ्रामिल	154
Salinity	लवणता	307
Satellites (Weather)	मौसम उपग्रह	175
Saturated	सतृप्त	50
Saturated Vapour Pressure	सतृप्त वाष्प दाब	50
Saturation Deficit	सतृप्तता हानि	52
Scattering (Reflection)	परावर्तित/प्रकीर्णन	32
Sea Breeze	सागर समीर	127, 128
Seeding Clouds	बादलो की सीडिंग	104
Seistan	सीस्टन	131
Self-Recording Instruments	स्वालेखी यंत्र	164
Shamal	शमाल	131
Shimmer	शिमर	154
Short Range Forecast	अल्पावधि पूर्वानुमान	267
Shower	बौछार	93
Sidereal Day	नाक्षत्र दिन	5
Simoom	सिमूम	132
Sirocco	सिरोक्की	132
Sleet	सहिम बर्षित	92
Smog	धूम कोहरा	154
Snowman	तुपारपात/हिमपात	92
Snow Forest Climate	तुपार वन जलवायु	323
Snow Pellet	तुपार गोली	92
Solar Constant	सौर-स्थिरांक/ऊष्मांक	30
Solstice	अयनान्त/सत्रांत	5
Solute Effect	विलेय प्रभाव	81
Source Region	स्रोत क्षेत्र	187
Squall	भोक, अल्पकालीन भस्का	97, 126
Stability of Atmosphere	वायुमण्डल की स्थिरता	64
Stability Neutral	उदासीन स्थिरता	65
St Elmo's Fire	सेंट एल्मो अग्नि	158
Stefan Law	स्टीफन नियम	29
Steppe	स्टेपी	324
Stevenson Screen	स्टीवेन्सन स्क्रीन	147, 158

Stratopause	स्त्रियर सीमा	8
Stratosphere	स्त्रियर मण्डल	8
Stratocumulus	स्तरी कपासी	85
Stratus	स्तरी	85
Stream Line Analysis	स्ट्रीम लाईन विश्लेषण	260
Sublimation	उर्ध्वपातन	77
Subsidence	भवतलन	101
Sunshin measurement	सौर प्रकाश की माप	38
Superimposition	स्रध्यारोपण	258
Super Saturated	स्रति सतृप्त, उप-सतृप्त	77
Surface Temp Distribution	धरातलीय तापमान का धावटन	372
Surface Weather Code	धरातलीय प्रेक्षण कोड	179
Synoptic Analysis	समकालीन मौसम विश्लेषण	244, 319
Synoptic Hours	समकालीन घडी	25, 147
Synoptic Weather Charts	समकालीन मौसम चाट	25, 248
	T	
Taiga	टाइगा	340
Temperature	तापमान	39
Temperature Efficiency	तापमान क्षमता	339
Temperature Measurement	तापमान माप	40
Temperature Provinces	तापमान प्रदेश	340
Temperature Range	तापमान परिसर	43
Temperate Meritime Type	मध्य महासागरीय प्रकार	379
Temperate Zone	मध्य अक्षांश	69
Tephigram	टीफिग्राम अंतिम वेग	79 383
Terminal Velocity	ताप भूमध्य रेखा	122
Thermal Equator	उच्चताप क्षेत्र	121
Thermal High	ताप हवा	
Thermal Wind		67
Thermodynamics	वायुमण्डल की उष्मागतिकी	161
(Atmosphere)		
Thermograph	तापमान लेखी	40
Thermometer	तापमान मापी	40
Thermometer Dry	शुष्क ताप मापी	41
Thermometer Grass Min	घास निम्नतम मापी	40
Thermometer Max	उच्चतम ताप मापी/महाराग ताप मापी	40
Thermometer Min	निम्नतम ताप मापी/यूनतम ताप मापी	40

470/मौसम विज्ञान

Thermometer Wet	नम बल्ब ताप मापी	41
Thickness Chart	थिकनेस चार्ट	261
Thornthwaites Classification	थानथवेट का वर्गीकरण	341
Thunder	भेषगजन	94
Thunder Storm	तडित ऋष्म	94
Tiros	टाइरोस	175
Tornado	टोरनेडो	238
Torrid Zone	उष्ण कटिब घ	320
Trade Winds	व्यापारिक हवा/पवन	127
Transpiration	वाष्पोत्सजन	53
Tree Climate	वृक्ष जलवायु	324
Tropic of Cancer	कक रेखा	1
Tropic of Capricorn	मकर रेखा	1
Tropics	उष्ण कटिब घ	1, 2
Tropical Revolving Storm	उष्ण कटिब घी चक्रवाती	127
Tropopause	क्षोभ सीमा	8
Troposphere	क्षोभ मण्डल	7
Trough	द्रोणिका, द्रोणी	28, 219
Trough of Low Pressure	निम्न दाब की द्रोणिका	26
Tundra	टुण्ड्रा	340
Turbulent	विक्षुब्ध	125
Turbulent Flow	विक्षुब्ध प्रवाह	125
Typhoon Column	साध्य प्रकाश स्तम्भ	154
	टाइफून, तूफान	222
		167
Upper Air Observation	उच्चतर वायु प्रेक्षणा	370
Upper Air Atmospheric Pressure Distribution	उच्च वायुमण्डलीय वायुदाब का	421
Upwelling	आवटन	
	अपवेलिंग	
	V	128
Valley Wind	घाटी हवा	50
Vapour Density	वाष्प घनत्व	50
Vapour Pressure	वाष्प दाब	64, 140
Vertical Currents	उच्च धारायें	108
Viscous Force	विस्वसनी बल, श्यान बल	

Visibility	दृश्यता	147, 246
Visibility measurement	दृश्यता मापी	148
Vorticity	भ्रमिलता	139
Vorticity advection	भ्रमिलता भ्रमिवहन	140
Vorticity Equation	भ्रमिलता समीकरण	275

W

Warm Front	उष्ण वाताग्र	209
Water Spout	जलधूरा मेघ स्तम्भ/घुणामेघ स्तम्भ	239
Wave Length	तरंग दैर्घ्य	28
Wem's Law	वीन नियम	29
Weather Map (Past-and Present)	मौसम मानचित्र (भूत और वर्तमान)	161, 244 262
Weather Satellites	मौसम उपग्रह	246
Western Disturbance	पश्चिमी विक्षोभ	205, 217
Wet Bulb Temp	नम बल्ब तापमान	41
Whirlwind	घातावत	222
Willy Willy	चील्लो वील्ली	222
Wind	हवा (वायु)	107
Wind Daily Variation	हवा का दैनिक चलन	128
Wind Seasonal Variation	हवा ऋतु विभिन्नता	147
Wind Vane	विश्व मौसम सघ	26, 146
W M O		

10930
214/92 □□□

